

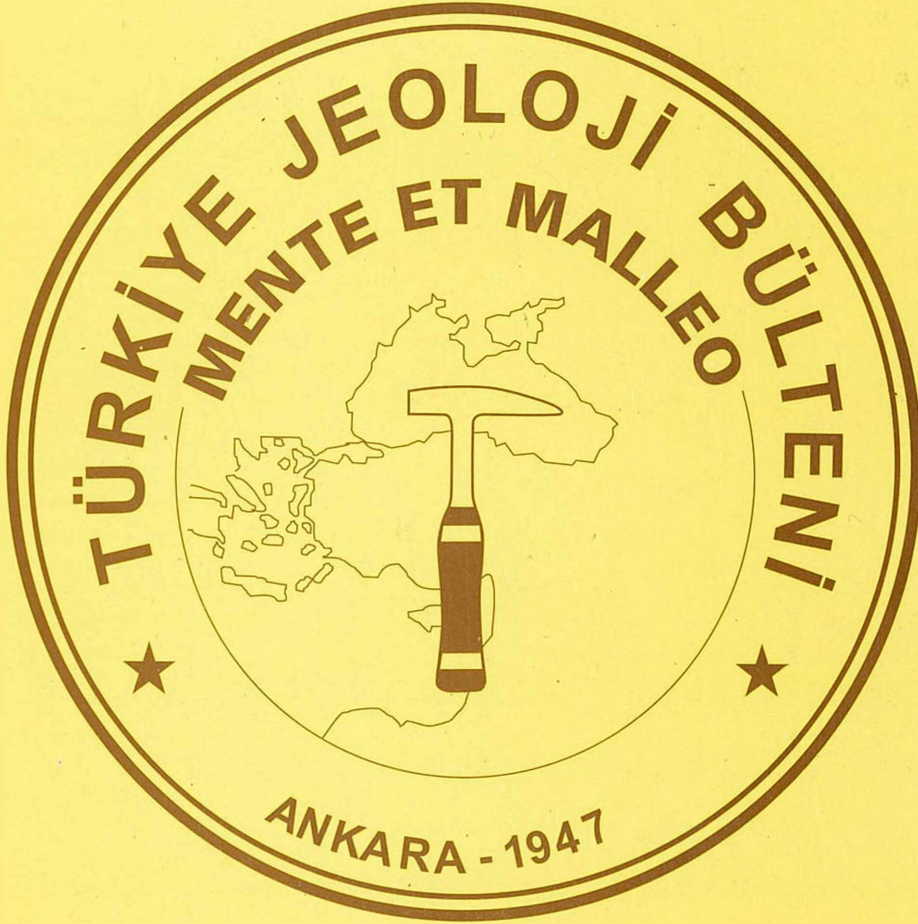
# TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Ağustos 2000 Cilt 43 Sayı 2

ISSN 1016-9164

*August 2000 Volume 43 Number 2*



**TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

**TMMOB**  
**JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

**YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD**

Aydın ÇELEBİ	Başkan (President)
İsmet CENGİZ	İkinci Başkan (Vice President)
Mutlu GÜRLER	Yazman (Secretary)
Ali KAYABAŞI	Sayman (Treasurer)
Diñer ÇAĞLAN	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Ercan BAYRAK	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Yüksel METİN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

**TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ**

Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

**Editörler / Editors**

**Cem SARAÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye**  
**Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi, Türkiye**  
**Ercan ÖZCAN, Akdeniz Üniversitesi, Türkiye**

**Teknik Yönetmen / Technical Editor**

**Haşim AĞRILI, MTA, Türkiye**

**Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board**

Aykut BARKA, İTÜ, Türkiye  
Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Erdin BOZKURT, ODTÜ, Türkiye  
Durmuş BOZTUĞ, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye  
Jean CHOROWICZ, Paris IV Üniversitesi, Fransa  
İ. Hakkı DEMİREL, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Max DEYNOUX, CNRS, Fransa  
Vedat DOYURAN, ODTÜ, Türkiye  
Peter A. DOWD, Leeds Üniversitesi, İngiltere  
Mehmet EMEKÇİ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
İsmet GEDİK, KTÜ, Türkiye  
Nilgün GÜLEÇ, ODTÜ, Türkiye  
Kemal İNAN, Min. ve Enerji B., Avustralya  
Gilbert KELLING, Keele Üniversitesi, İngiltere

İ. Erdal KEREY, İstanbul Üniversitesi, Türkiye  
Alain LEJAY, ELF Aquitaine, Fransa  
Engin MERİÇ, İstanbul Üniversitesi, Türkiye  
Y. Ziya ÖZKAN, MTA, Türkiye  
Doğan PAKTUNÇ, Canmet Min. B. Lab., Kanada  
Asaf PEKDEGER, Freie Üniversitesi, Almanya  
Ahmet SAĞIROĞLU, Fırat Üniversitesi, Türkiye  
Muharrem SATIR, Tübingen Üniversitesi, Almanya  
Barry SCOTT, Leicester Üniversitesi, İngiltere  
Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye  
Reşat ULUSAY, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye  
Timur USTAÖMER, İstanbul Üniversitesi, Türkiye  
Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi, Türkiye  
Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye

**Bu Sayıda Makaleleri İnceleyerek Katkıda Bulunanlar**

*Contributors of this issue*

Eşref ATABEY, MTA, Türkiye  
Aykut BARKA İ.T.Ü., Türkiye  
Cemal GÖNCÜOĞLU O.D.T.Ü., Türkiye  
Nizamettin KAZANCI Ankara Üniversitesi, Türkiye  
Ali KOÇYİĞİT O.D.T.Ü., Türkiye

İlkay KUŞÇU Niğde Üniversitesi, Türkiye  
Teoman NORMAN O.D.T.Ü., Türkiye  
Vedat OYGÜR Eurogold A.Ş., Türkiye  
Andre POISSON Paris University Fransa  
Ercüment SİREL Ankara Üniversitesi, Türkiye

**Yazışma Adresi**

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
P.K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA  
Tlf: (0 312) 434 3601 Fax: (0 312) 434 23 88  
www.jmo.org.tr  
e-posta: jmo@jmo.org.tr

**Correspondence Adress**

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey  
P.O. Box 464-Yenişehir, 06444 ANKARA  
Tlf: (0 312) 434 36 01 Fax: (0 312) 434 23 88  
www.jmo.org.tr  
e-mail: jmo@jmo.org.tr

# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2000 Cilt 43 Sayı 2  
August 2000 Volume 43 Number 2

ISSN 1016-9164

## İÇİNDEKİLER

### CONTENTS

- Büyükbelen (Faraşa – Yahyalı – Kayseri) Demir Cevherinin Oluşumu**  
*The Formation of Büyükbelen (Faraşa–Yahyalı–Kayseri) Iron Ore*  
.....Ş. KÜPELİ, İ. KAYABALI 1
- Çayırbağı – Meram (Konya) Manyezitlerinin Kökeni Üzerine**  
*On The Origin Of The Çayırbağı – Meram (Konya) Magnesite Deposits*  
.....A. TUNCAY 21
- Geç Jura Yaşlı Karbonat Platformunun Litofasiyes Özellikleri ve Evrimi, Uluçayır Yöresi (Bayburt, Doğu Pontidler)**  
*Lithofacies Features and Evolution of the Late Jurassic Carbonate Platform, Uluçayır Area (Bayburt, Eastern Pontides)*  
..... M. Z. KIRMACI 33
- Pazarcık Volkanitinin (Yıldızeli – Sivas) Mineralojik – Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri**  
*Mineralogical – Petrographical and Geochemical Aspects of the Pazarcık Volcanics (Yıldızeli – Sivas)*  
..... M. ALPASLAN 49
- 12 Kasım 1999 Düzce Depremi ve Bölgesel Tektonik Anlamı**  
*12 November 1999 Düzce Earthquake and the Regional Significance*  
..... S. ÖZDEN, O. TATAR, B. L. MESCİ, F. KOÇBULUT, S. Z. TUTKUN, B. DOĞAN, O. TÜVAR 61
- Tectono – Stratigraphic Outline of the Burdur – Isparta Area (Western Taurides, Turkey)**  
*Isparta ve Burdur Dolaylarının Tektono – Stratigrafik Özellikleri (GB Türkiye)*  
..... M. E. KARAMAN 71
- Yeşilçay (Ağva – KD İstanbul) Yöresi Geç Kuvaterner İstifi'nin Mikrofaunası ve Sedimentolojisi**  
*Microfauna and Sedimentological Features of the Late Quaternary Sequence of the Yeşilçay Area (Ağva – NE of İstanbul)*  
..... E. MERİÇ, İ. E. KEREY, C. TUNOĞLU, N. AVŞAR, B. Ç. ÖNAL 83
- Küçükdere (Havran – Balıkesir) Epitermal Altın Damarının Özellikleri**  
*The Characteristics of Küçükdere Epithermal (Havran – Balıkesir) Gold Vein*  
..... A. R. ÇOLAKOĞLU 99

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;  
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,  
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:  
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,  
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

**TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*



## Büyükbelee (Faraşa - Yahyalı - Kayseri) Demir Cevherinin Oluşumu

### *The Formation of Büyükbelen (Faraşa - Yahyalı - Kayseri) Iron Ore*

Şuayip KÜPELİ  
İsrafil KAY ABALI

S.Ü.Müh.-Mim. Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, 42031 KONYA  
MTA Genel Müdürlüğü; MAT Dairesi Başkanlığı, 06520 ANKARA

#### Öz

Büyükbelen demir cevheri, otokton lateritler ve kırmızı renkli topraklardan oluşur. Lateritik profilde ince (5-10 cm) hematitik ve kaim (5-15 m) götitik seviyeler ayırt edilir. Ayrışma zonundaki küçük çaplı (1 dm - 7 m) endokarstik boşluklar içerisinde de yarıotokton toprağımsı limonitler ve kolloform yapılı götitler çökelmiştir.

Cevherin yapısal ve dokusal özellikleri esas olarak götit, silisli bileşenler (kuvars, opal - CT) ve hematit tarafından belirlenmektedir. Hematitler genellikle özşekilli kristal toplulukları, götitler ise böbreğimsi, kabuğumsu yapılar içerisinde gözlenen ışınal yapıları ince lifsi kristal demetleri şeklindedirler. Lateritik demir cevheri ortalama % 49.71 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, % 30.75 SiO<sub>2</sub>, % 3.12 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, % 0.42 K<sub>2</sub>O, % 0.11 Na<sub>2</sub>O ve % 0.09 CaO içermektedir.

Anakayaç (çört + pelajik kireçtaşı), laterit (hematitik ve götitik seviyeler) ve kırmızı renkli toprak numunelerinin mineralojik bileşimleri aşağıda sunulmuştur. Çört: kuvars, kalsit, opal-CT, hematit, amorf madde; pelajik kireçtaşı: kalsit, kuvars, opal-CT, illit, hematit, amorf madde; laterite ait hematitik kesim: hematit, ferrihidrit, kuvars, opal-CT, illit, kaolinit, amorf madde; götitik kesim: götit, ferrihidrit, kuvars, amorf madde; kırmızı renkli toprak: kuvars, opal-CT, kalsit, montmorillonit, illit ve amorf madde bileşimindedir.

Cevherin jeolojik, mineralojik, yapısal ve dokusal özellikleri ile jeokimyası demirin Üst Kretase yaşlı çört arakatlı pelajik karbonatlardan türediğini göstermektedir. Pliyo-Kuvaterner süresince etkili olan lateritik ve kısmen de karstik süreçler sonucunda anakayaç bünyesindeki demir, ıslak periyotlar süresince sarımsı kahve renkli bir ayuşma ürünü veren götit oluşumu sonucunda serbestleşmiştir. Daha sonra kurak dönemlerde dehidratasyona uğrayan götitlerden de kırmızımsı kahve renkli hematitler türemiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Süperjen demir, laterit, götit, hematit, karst, Doğu Toroslar, Büyükbelen, Faraşa

#### Abstract

*Büyükbelen iron ore composed of autochthonous laterites and red soils. Thin (5-10 cm) hematitic and thick (5-15 m) goethitic layers were determined in the lateritic profile. In the small karstic cavities (1 dm -7m diameters) within the weathering zone, semiautochthonous earthy limonites and colloform goethites were deposited.*

*Structural and textural features of the ores are controlled essentially by goethite, siliceous components (quartz, opal-CT) and hematite. Hematites usually occur as euhedral crystals aggregates, while the most of the goethites are seen as bouquets of fine, fibrous crystals in the crusty and botryoidal ore textures. Lateritic iron ore includes average 49.71 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 30.75 % SiO<sub>2</sub>, 3.12 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.42 % K<sub>2</sub>O, 0.11% Na<sub>2</sub>O and 0.09 % Cat.*

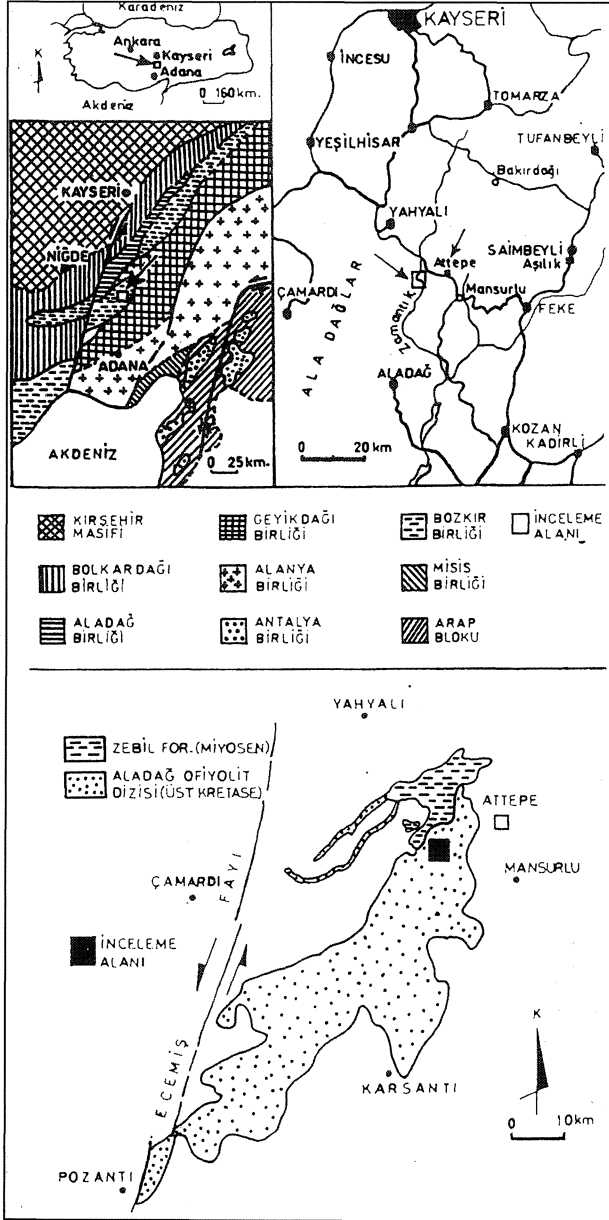
*The mineralogical compositions of the parent rock (chertpelagic limestone), laterite (hematitic and goethitic layers) and red soil samples are as follow. Chert: Quartz, calcite, opal - CT, hematite, amorphous matter; pelagic limestone: Calcite, quartz, opal-CT, illite, hematite, amorphous matter; the hematitic section of the laterite: hematite, ferrihydrite, quartz, opal-CT, illite, kaolinite, amorphous matter; the goethitic section of the laterite: Goethite, ferrihydrite, quartz, amorphous matter; red soil: Quartz, opal-CT, calcite, montmorillonite, illite, amorphous matter.*

*Geological, mineralogical, structural and textural properties and geochemistry of Büyükbelen iron ore point that iron has been derived from Upper Cretaceous aged pelagic carbonates intercalated with chert around Büyükbelen. Ore forming lateritic and partly karstic processes were effective during the Plio-Quaternary period. Goethite occurrences were resulted from weathering of iron bearing parent rock during the wet periods. Afterwards hematites were also formed as a result of the dehydration of goethites.*

**Key words ;** Supergene iron, laterite, goethite, hematite, karst, Eastern Taurides. Büyükbelen, Faraşa

## GİRİŞ

İnceleme alanı Kayseri İli, Yahyalı İlçesi'nin 28 km güneydoğusundadır (Şekil 1). Doğu Toroslar'ın batısındaki bu bölge Fe, Cr ve Pb-Zn gibi metalik maden yatakları açısından büyük bir öneme sahiptir.



Şekil 1: İnceleme alanının yerbulduru haritası ve Aladağ ofiyolit dizisinin konumu.

Figure 1: Location map of the study area and the position of Aladağ ophiolitic sequence.

Büyükbelen demir zuhuru, Türkiye'nin işletilebilir nitelikteki ikinci büyük demir provensini oluşturan Attepe (Mansurlu-Feke-Adana) yöresinin 10 km kadar güneybatısındadır (Şekil 1). Attepe

yöresi hidrotermal tipte oluşmuş birçok demir yatak ve zuhurunu kapsamaktadır. Söz konusu yataklar, Küpeli (1991) tarafından doktora çalışması çerçevesinde jeolojik, petrografik ve jenetik yönden ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir.

Bu makalenin konusunu oluşturan Büyükbelen demir cevheri, ilk olarak Önder (1978), daha sonra da Küpeli, vd. (1997) tarafından incelenmiştir. Rezerv tesbitine yönelik kısa süreli bir araştırma yapan Önder (1978), söz konusu cevherin Attepe demir yataklarına benzer şekilde hidrotermal süreçlerle oluştuğu tezini savunmaktadır. Büyükbelen demir cevherinin jeolojik ve jeokimyasal özelliklerini inceleyen Küpeli, vd. (1997) ise, hidrotermal teze karşın lateritik - karstik oluşum modelini benimsemişlerdir. Bu modele göre, lateritik demir kabuk ve kırmızı renkli topraklardan oluşan cevher, Üst Kretase yaşlı çört arakatlı pelajik karbonatlardan türemiştir.

Doğu Toroslar'ın batısında kalan bu bölgede bugüne kadar yapılan çalışmaların hiçbirinde böyle lateritik bir oluşumdan bahsedilmemiştir. Sadece Baykul ve Yaman (1993) tarafından Aşılık (Saimbeyli-Adana) mevkiinde yer alan Üst Devoniyen yaşlı piritli şeyllerin ayrışması sonucunda ortaya çıkmış olan sülfatlı oksidasyon kuşağı ürünü bir demir şapkanın varlığından sözedilmektedir.

Lateritik oluşumlar başlıca götit, hematit\* alüminyum hidroksit ve kaolinit mineralleri ile kuvars mineral topluluklarından oluşan kalıntı bir kayaç grubunu oluştururlar (Schellman, 1981). Tropikal bölgelerde 2500 m yüksekliğe kadar hemen hemen her yükseklikte oluşabilen lateritler, yüzey ve yüzeye yakın basınç ve sıcaklık şartları altında, mekanik ayrışmanın da yardımıyla esas olarak kimyasal ayrışmalar sonucunda ortaya çıkmaktadırlar (Banerji, 1982; Bardossy, 1981). Anakayaca göre çoğunlukla Fe ve/veya Al bakımından zenginleşen fakat Si bakımından fakirleşen lateritler, esas olarak  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  ve  $SiO_2$  ana bileşenlerinden oluşurlar (Schellman, 1983 ve 1986).

Bu araştırmanın amacı, Büyükbelen demir cevherinin mineralojik, petrografik, yapısal ve dokusal özelliklerinin incelenerek yeni bulgulara göre cevher oluşum mekanizmasının aydınlatılmasıdır. Bu amaç doğrultusunda öncelikle saha jeolojisi gözlemleri yapılmış, daha sonra da araziden

## BÜYÜKBELEN (FARAŞA - YAHYALI - KAYSERİ) DEMİR CEVHERİNİN OLUŞUMU

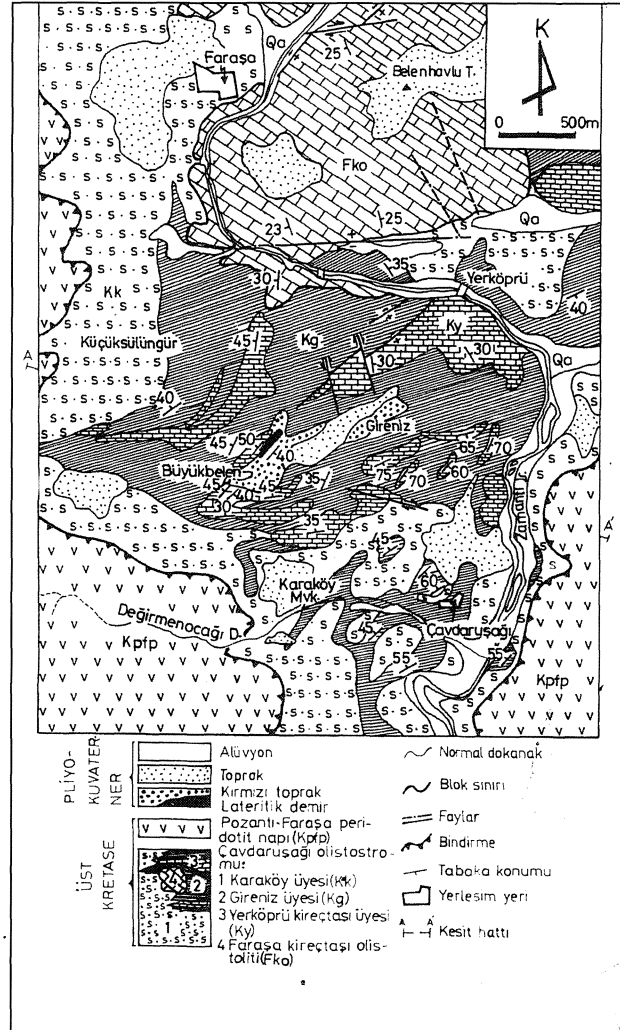
derlenen anakayaç, laterit ve kırmızı renkli toprak numuneleri incekesit optik mikroskop, parlakesit cevher mikroskobu, X-Işınları difraksiyonu (XRD) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) yöntemleriyle incelenmişlerdir. Toz örnekler, Geigerflex D/max (9/9) VC modeli bir XRD cihazında 2 θ açısı 2.5°'den 70°'ye kadar değişen CuKα radyasyonu ile taranmıştır. Altın kaplamalı SEM örnekleri ise ABT-60 of TOPKON model bir tarayıcı elektron mikroskopta değişik büyültmeler altında incelenmiştir.

Jeokimyasal incelemelerde, anakayaç numuneleri 105°C'de kurutulduktan sonra analiz edilmiştir. SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri gravimetrik yöntemle belirlenmiş, diğer ana element içerikleri ise atomik absorpsiyon spektrofotometresinde okunmuştur. Anakayaç numunelerine ait iz element içerikleri de optik spektrografik yarıkantitatif analiz yöntemleriyle tesbit edilmiştir. Laterit ve kırmızı renkli toprak numunelerine ait ana ve iz element analizlerinde Philips PW 1450 model bir XRF cihazı kullanılmıştır (Küpeli, vd., 1997).

### JEOLOJİ

Doğu Toroslar'ın batısında yeralan inceleme alanı, Bozkır birliği (Özgül, 1976) içerisinde yeralmaktadır. Bölgede Bozkır birliğine ait birimler, Aladağ ofiyolit dizisi şeklinde adlandırılmış olup, birbirleriyle tektonik ilişkili ofiyolitik melanj, metamorfik dilim ve peridotit napı bölümlerini kapsar (Tekeli, 1980). Çalışma alanında bu bölümlerden ofiyolitik melanj ve peridotit napı yüzlenmektedir. Tekeli ve Eler (1980)'e göre ofiyolitik melanj oluşukları, Senoniyen yaşlı olup, türbiditik karakterli düzenli bir taban istifi ile başlamakta, üste doğru da olistostromal ve kaotik bölümleri kapsamaktadır. İnceleme alanında ofiyolitik melanj a ait bu bölümlerden sadece olistostromal kesim gözlenebilmektedir. İlk olarak Küpeli (1996) tarafından Çavdaruşağı olistostromu şeklinde adlandırılan bu birimler dört üyeye ayrılmıştır (Şekil 2 ve 3). Sözkonusu olistostromal kesim ofiyolitik kayalar ile sedimanter kökenli birimlerden oluşan bir matriks içerisinde özellikle karbonat, daha az oranda da ofiyolitik kayaç blok ve kırıntılarını kapsar. Büyükbelen lateritlerinin türemiş olduğu Gireniz üyesine ait bordo renkli, çört arakatıklı, killi pelajik karbonatlar matriksi oluşturan sedimanter nitelikteki birimlerden

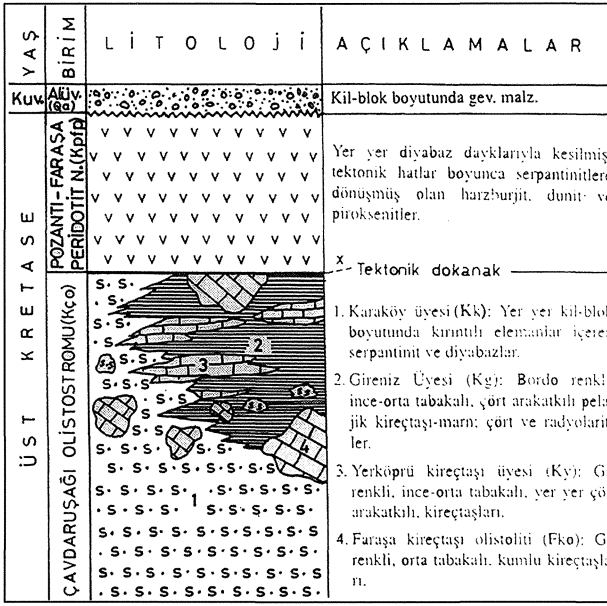
en yaygın olanıdır (Levha I, Foto 1). Matriksin diğer bileşenlerini ise serpantin, diyabaz, radyolarit, çört, marn ve gri renkli kireçtaşları oluşturur (Şekil 3).



Şekil 2: İnceleme alanının jeoloji haritası. (Küpeli vd., 1997).

Figure 2: Geological map of the study area (Küpeli et al, 1997).

İnceleme alanında tabanı görülemeyen Çavdaruşağı olistostromu, yaklaşık olarak 2000 m mostra kalınlığına sahiptir. Bu birimleri tektonik bir dokanakla üstleyen Pozanlı-Farasha peridotit napı ise, kimi yerde diyabaz daykalarıyla kesilmiş olan harzburjit, dunit ve piroksenitlerden oluşur. Bunlar yer yer kromit yatak ve zuhurlarını da içermektedirler. Çalışma alanında görülmemekle birlikte Zebil formasyonuna (Ulakoğlu, 1984) ait Miyosen yaşlı çökeltilerin inceleme alanının kuzey kesimlerinde Aladağ ofiyolit dizisi üzerine transgresif olarak geldiği görülür (Şekil 1 ve 4).



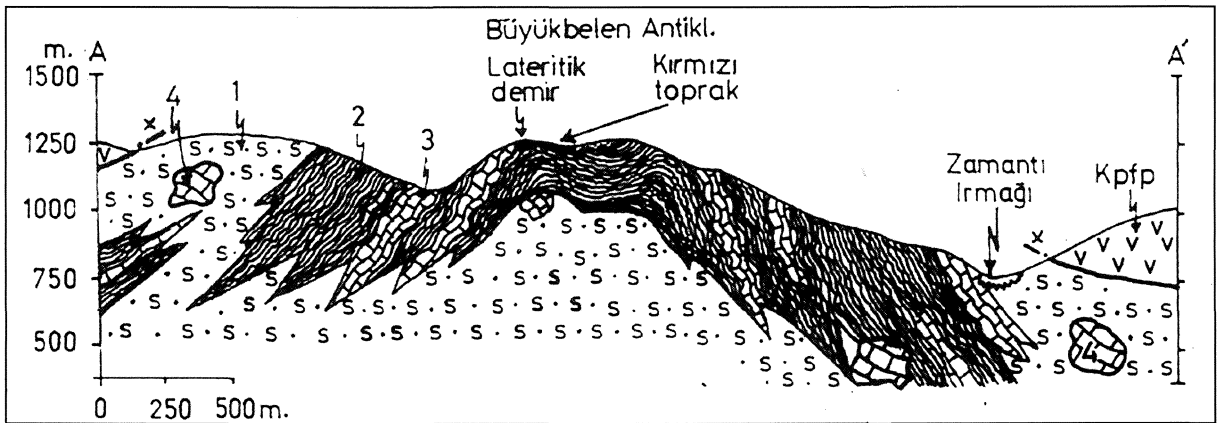
Şekil 3: İnceleme alanının litostratigrafik kesiti (Küpelİ vd., 1997).

Figure 3: Lithostratigraphic section of the study area (Küpelİ et al., 1997).

#### BÜYÜKBELEN DEMİR CEVHERİ

Büyükbelen mevkiinde yer alan sözkonusu cevher, Farasa (Yahyalı-Kayseri) Köyü'nün 2.5 km güneyinde, Büyükbelen antikalınınin hafif engebeli-düz bir morfoloji sunan üst kesimindedir (Şekil 5).

anakayaç içerisindeki oranı çok değişken olup, karbonatlarla çörtler, yanal ve düşey geçişlidirler. Lateritik zon 250 m uzunluğunda, 45 m genişliğinde ve 5-15 m kalınlığındadır. Üstte ince (5-10 cm) seviyeler şeklinde görülen hematit bileşimli kesimler, altta çok daha kaim (5-15 m) seviyeler oluşturan götit bileşimli kesimlere göre kısmen yumuşak ve toprağımsı bir görünümündedir. Hematitlerle birlikte yer yer koyu sarı renkli kısmen toprağımsı ve yumuşak hidrate demir (ferrihidrit) içeren cevher bölümlerine de rastlanılmaktadır. Götit ve hematitlerle tedrici geçişli olan bu bölümler, çoğunlukla 2-3 cm kalınlığında ve 5-10 cm uzunluğunda merceğımsi seviyeler oluşturlar. Genellikle sert olan götit bileşimli kesimler ise bol kovuklu ve kabuğumsu bir yapıya sahiptir. Anakayaçta karbonatça zengin kesimlerinde ortaya çıkan ve çapları 1 dm ile 7 m arasında değişebilen karstik boşluklarda sözkonusu götitik demirler, mükemmel böbreğımsi-üzümsü, konsantrik bantlı, sarkıt ve dikit şekilli yapılar oluşturacak şekilde çökelmışlerdir. Yumuşak, kil içerikli toprağımsı limonitler ise laminal ve bantlı çökelle yapılarının yanısıra, yer yer derecelenme yapıları da gösterirler. Özellikle limonitler içerisinde ince damar ve laminalar şeklinde izlenen azurit ve malakit oluşumlarına da rastlanılmaktadır.

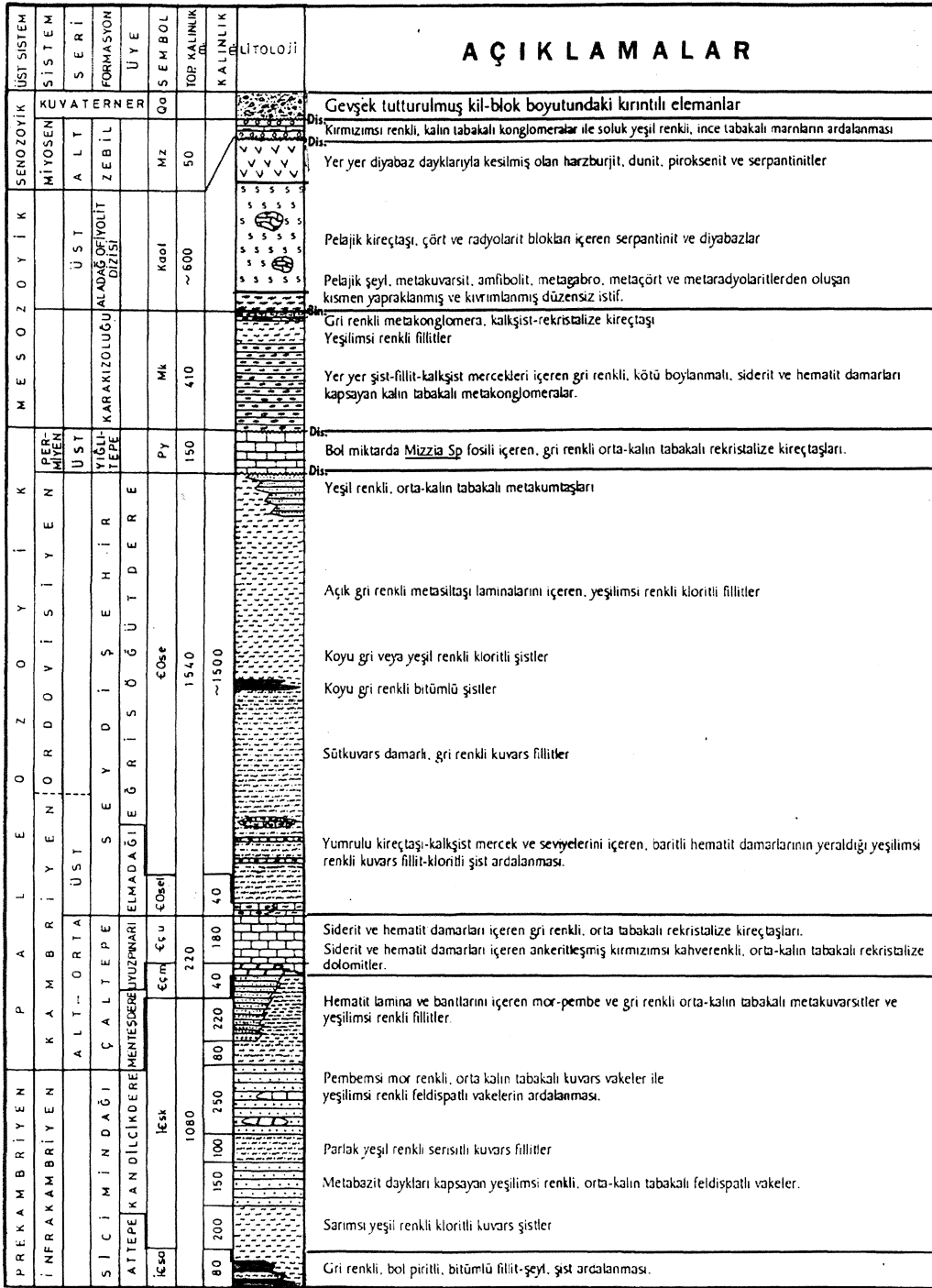


Şekil 5: İnceleme alanının jeolojik kesiti (Küpelİ vd., 1997).

Figure 5: Geologic section of the study area (Küpelİ et al., 1997).

Lateritik demir kabuk ve kırmızı renkli topraklardan oluşan otokton ayrışma ürünleri, Senoniyen (Tekeli, 1980) yaşlı, bordo renkli, çört ara katkılı, killi-siltli karbonatlardan türemiş olup, alta doğru bu birimlere tedrici geçiş göstermektedirler. Çörtlerin

# BÜYÜKBELEN (FARAŞA - YAHYALI - KAYSERİ) DEMİR CEVHERİNİN OLUŞUMU



Şekil 4: Attepe (Mansurlu-Feke-Adana) yöresine ait litostratigrafik kesit (Küpeli, 1991'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 4: Lithostratigraphic section of the Attepe (Mansurlu-Feke-Adana) district (revised from Küpeli, 1991).

## MİNERALOGİK - PETROGRAFİK VE MİKRODOKUSAL İNCELEMELER

Arazi çalışmaları sırasında derlenen anakayaç (çört + kireçtaşı), laterit ve kırmızı renkli toprak numuneleri, dokusal özellikleri ve mineralojik

bileşimlerinin belirlenebilmesi amacıyla incekesit optik mikroskop, cevher mikroskobu ve SEM incelemelerinin yanısıra, XRD analizlerine de tabi tutulmuşlardır.



### Optik Mikroskop Çalışmaları

Büyükbelen lateritlerinin optik mikroskop incelemeleri, cevher ince kesitlerinde sık sık rastlanılan anakayaç (özellikle çört) kalıntılarının özelliklerini ve bunların cevher mineralleriyle olan ilişkilerini belirlemek amacıyla yapılmıştır. Başlıca cevher minerallerini oluşturan götit ve hematitler içerisinde, düzensiz sınırlı adacıklar şeklinde görülen anakayaç kalıntıları, birbirini kateden çok sayıda mikroçatlak içermektedirler (Levha I, Foto 2). Hemen hemen her yönde gelişmiş olan bu çatlaklar, süperjen cevher mineralleri tarafından dolgulanmıştır. Bazen çatlak dolguları boyunca, anakayaca doğru izlenen ve damarlardan uzaklaştıkça düzensiz sınırlı saçaklar oluşturarak kaybolan demirli kirlilik zonları, (süperjen ornatma kuşakları) görülür. Lateritleşme sırasında tamamen ayrıştırılmamış olan bu çört kalıntıları, ilksel dokularını halen korumaktadırlar. Mikrokristalin kuvarlardan oluşan sözkonusu kalıntılar içerisinde ~ % 2 oranında sinjenetik saçmımlı opak mineral (hematit) izlenmektedir (Levha I, Foto 2). Kalsitleşmiş radyolaryya fosilleri, daha sonra götit veya hematitler tarafından ornatılarak yuvarlak ya da elipsoidale şekilli opak demiroksihidroksit öbekçikleri oluşturulmuştur. Tam olarak ornatılamamış bazı radyolaryya fosillerinde, ornatmanın dıştan içe doğru geliştiği ve kalsitleşmemiş merkezi kesimlerin ornatılmadığı dikkati çekmektedir. % 60'dan daha fazla demir içeren kovuklu, kabuğumsu cevher örnekleri içerisinde çört kalıntılarının iyice azaldığı, bazı kalıntıların ise çok sayıda ince cevher damarcıkları tarafından katedilerek bütünüyle kirletildiği görülür. Daha ileri ayrışma safhalarında sözkonusu kalıntıların yok denecek kadar azaldığı, bazen düzensiz bir mikrotaban topografyası sunan yarı demirleşmiş bir çört seviyesinin çukur kesiminde konsantrik mikrolaminalar oluşturacak şekilde demiroksihidroksitlerin çökeldiği izlenmektedir. Bazı laminalar içerisinde ise, taşınmış radyolaryya fosilleri farkedilebilmektedir. İnce kesitlerde yer yer görülen azurit ve malakitler, demiroksihidroksitler içerisinde ince (1-2 mm) çatlak dolguları şeklindedir. Azuritler öz şekilli ve yarı özşekilli kristal topluluklarını oluştururken malakitler çoğunlukla toprağımsı bir görünümündedirler.

### XRD Çalışmaları

XRD yöntemiyle yapılan mineralojik tanımlamalar, anakayaç, laterit ve kırmızı renkli topraklardan alınan örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Çört arakatlı pelajik karbonatlardan oluşan anakayacı temsil etmek üzere çörtlerden 2, karbonatlardan da 6 örnek alınmıştır. Lateritik ayrışma kabuğunda belirlenen hematitik ve götitik seviyeler profil içerisindeki hacim oranları da dikkate alınarak örneklenmiştir. Buna göre, profilin üst kesimindeki ince hematitik seviyeden 2 (F1, F12), esas ayrışma kabuğunu oluşturan alttaki götitik seviyeden 13, güncel toprağımsı karst dolgularından 1 (F16) örnek; lateritik demir kabuğun etrafında yer alan kırmızı renkli topraklardan ise 2 örnek seçilmiştir.

Yapılan XRD incelemelerine göre, anakayacı oluşturan pelajik karbonatlar, kalsit + kuvars + opal-CT ± illit ± hematit + amorf madde bileşiminde; bunlar içerisinde yer alan çört arakatlıları ise, kuvars + kalsit + opal-CT ± hematit + amorf madde bileşimindedir. Lateritik demir kabuğun hematitik bölümleri hematit + ferrihidrit + kuvars ± opal-CT ± illit ± kaolinit + amorf madde parajenez sunarken, götitik kesimleri götit ± ferrihidrit + kuvars ± amorf madde den oluşan sade bir parajenez sunmaktadır. Genç karstik oluşumları simgeleyen toprağımsı bir örnekte ise kuvars + opal-CT + illit + amorf madde parajenezi belirlenmiştir.

Kırmızı renkli toprak numuneleri kuvars + kalsit + opal-CT ± montmorillonit ± illit + amorf madde topluluğundan oluşmaktadır. Anakayaç, laterit ve kırmızı renkli toprak örneklerine ait ayrıntılı XRD sonuçları ve makropetrografik tanımlamalar Çizelge 1,2,3'de; karakteristik X ışınları difraktogramları ise, Şekil 6, 7 ve 8'de sunulmuştur.

### SEM İncelemeleri

Lateritik oluşumları temsil edecek şekilde hazırlanan 20 parlak kesit numunesi arasından dört örnek seçilerek altınla kaplanılmış ve lateritlerin mikrodokusal özelliklerini belirleyebilmek amacıyla SEM'de incelenmiştir. Cevher mikroskobu ve bunu destekleyen incekesit optik mikroskop çalışmaları sonucunda seçilen sözkonusu numuneler cevher içerisinde en sık rastlanılan götit, kuvars ve hematit minerallerini kapsamaktadırlar. XRD analizlerinde de bu numunelerin başlıca götit ve kuvars mineral fazlarından oluştuğu belirlenmiştir (Çizelge 2). Bu bölümde gerçekleştirilen taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmaları sonucunda lateritlerin ana bileşenlerini oluşturan götit ve kuvarlar ile aksesuar nitelikteki hematitlerin kristal morfolojileri, götit ve hematitler arasındaki dönüşüm ilişkileri ve bu minerallerin oluşturduğu kolloform mikrodokular tanımlanmaya çalışılmıştır.

## BÜYÜKBELLEN (FARAŞA - YAHYALI - KAYSERİ) DEMİR CEVHERİNİN OLUŞUMU

**Çizelge 1:** Anakayaç (kireçtaşı: Ç1-6 + Çört: Ç7-8) örneklerinin mineralojik bileşimleri ve makropetrografik özellikleri.

**Table I:** Mineralogical compositions and macropetrographic characteristics of the parent rock (limestone: Ç1-6 + chert: Ç7-8) samples.

Örnekler (Samples)	Mineralojik Bileşim (Mineralogical composition)	Makropetrografik özellikler (Macropetrographic characteristics)
Ç1	Kalsit + kuvars + illit + opal-CT + amorf madde	
Ç2	Kalsit-kuvars + opal-CT + amorf madde	Yer yer ince (1-3 mm) beyaz kalsit damarları içeren, bordo renkli, masif yapı, konkoidal kırıklı kireçtaşı örnekleri.
Ç3	Kalsit-kuvars + opal-CT + amorf madde	
Ç4	Kalsit-kuvars + opal-CT + amorf madde	
Ç5	Kalsit-kuvars + illit + opal-CT + hematit + amorf madde	
Ç6	Kalsit-kuvars + opal-CT + amorf madde	
Ç7	Kalsit-kuvars + opal-CT + amorf madde	Yaygın ince (1-5 mm) beyaz kalsit damarlı, bordo renkli masif yapı çört örnekleri
Ç8	Kalsit-kuvars + opal-CT + amorf madde	

**Çizelge 2:** Laterit örneklerinin mineralojik bileşimleri ve makropetrografik özellikleri.

Örnekler (Samples)	Mineralojik bileşim (Mineralogical composition)	Makropetrografik özellikler (Macropetrographic characteristics)
F1*	Hematit + ferrihidrit + kuvars + amorf madde	Vişne renkli, yer yer kovuklu ve hafifçe bantlı toprağımsı
F2	Götüt + ferrihidrit + kuvars + amorf madde	Sarımsı kahve, hafifçe bantlı ve kovuklu, masif
F3	Götüt + ferrihidrit + kuvars + amorf madde	Sarımsı kahve, kısmen breşik, masif
F4	Götüt + ferrihidrit + kuvars + amorf madde	Sarımsı kahve ve sarı, kabuğumsu ve toprağımsı
F5	Götüt + kuvars + amorf madde	Sarımsı kahve, hafifçe kabuğumsu, kovuklu
F6	Götüt + kuvars	Sarı ve kahve, toprağımsı ve kabuğumsu
F7	Götüt + kuvars + amorf madde	Sarı, kahve, kabuğumsu
F8	Götüt + ferrihidrit + kuvars + amorf madde	Sarı, kahve, kabuğumsu
F9	Götüt + ferrihidrit + kuvars	Kahve - siyah, kovuklu, ince konsantrik bantlı, kabuğumsu
F10	Götüt + kuvars	Sarımsı kahve - siyah, kısmen kovuklu ve kabuğumsu, masif
F11	Kuvars + götüt	Sarı, kahve, kabuğumsu
F12*	Kuvars + opal-CT + hematit + ferrihidrit + illit + kaolinit + amorf madde	Vişne renkli, hafifçe kovuklu masif
F13	Kuvars + götüt + amorf madde	Sarımsı, kahve kovuklu
F14	Götüt + kuvars + amorf madde	Sarımsı, kahve, siyah, yer yer ince konsantrik bantlı, kovuklu
F15	Götüt + kuvars + amorf madde	Kırmızımsı kahve, yer yer kovuklu, masif
F16	Kuvars + opal-CT + illit + amorf madde	Sarımsı krem, yer yer laminal ve bantlı, toprağımsı

\*Hematit - "Güncel karstik dolgu"

**Götüt:** İncelenen örneklerin bir çok kesiminde, boşluk yüzeylerinden itibaren mikrokonsantrik bantlı kolloform yapılar oluşturacak şekilde çökelmiş olan götüt mineralleri görülür. Özellikle boşluk yüzeylerinde gerçekleşen ritmik çökelimler sonucu ortaya çıkmış olan ve kalınlıkları 5-15 µm arasında değişen konsantrik yapı bantlarda götüt mineralleri genellikle ışınal yapı ince lifsi kristal demetleri veya yelpazeleri şeklindedirler (Levha I, Foto 3). Bazen masif yapıda da gözlenirler. Kristal büyüme, kabuk doğrultusuna dik veya diyagonal bir gelişim sunar. Götitik kabuklar arasında genişliği yer yer 5 µm'ye ulaşan açıklıklar görülür. Kabukların dış yüzeyleri ~ 1 µm ve daha küçük çaplarda izlenen damlacık benzeri kabartıları kapsar. Bunlar kabuk içerisinde yer alan kristallerin büyüme yönlerini yansıtmaktadır (Levha I, Foto 3).

Makro ölçekte olduğu gibi, mikro ölçekte de yaygın olarak koyuklu bir doku sunan götitler, boşluk yüzeylerinden itibaren çok mükemmel bir şekilde gelişmiş olan böbreğimsi-üzümsü şekiller, yer yer de sarkit ve diktler oluşturmuşlardır (Levha I, Foto 4 ve 5). Böbreğimsi-üzümsü büyüme gösteren götitlerde yuvarlak veya elipsoidal şekilli her bölümün çapı 2 µm'den 30-40 nm'ye kadar değişmektedir. Levha I, Foto 4'de izlenen boşluk çapı, ~ 60-70 µm civarında olup, böbreğimsi yapılar daha net olarak görülmektedir.

**Table 2:** Mineralogical compositions and macropetrographic characteristics of the laterite samples.

Çizelge 3: Kırmızı renkli toprak örneklerinin mineralojik bileşimleri ve makropetrografik özellikleri.

*Table 3: Mineralogical compositions and macropetrographic characteristics of the red coloured soil samples.*

Örnekler (Samples)	Mineralojik bileşim (Mineralogical composition)	Makropetrografik özellikler (Macropetrographic characteristics)
Ç9	Kuars+montmorillonit+kalsit+ilit+opal-CT+amorf madde	Demiroksit boyamalı, çört çakıl ve boklarını kapsayan kırmızı renkli toprak örnekleri
Ç10	Kuars+kalsit+opal-CT+amorf	

Çapı 25-30 (am'ye ulaşan sözkonusu oluşukların içerisinde de boşluklar görülür. Kabuk kalınlıkları 7 ile 10  $\mu\text{m}$  arasındadır. 1000 büyültmede dış yüzeyleri oldukça pürüzsüz görülen sözkonusu kabuklar, ışınal bir dizilim sunan iğnemi, lifsi götit kristalleri tarafından oluşturulmuştur.

Hematit: Götitlere ait diğer mikrodokusal özellikler, hematitlerle yakın ilişki içerisinde gelişmiştir. Bu nedenle hematitlerin mikrodokusal özellikleriyle birlikte ele alınarak incelenmiştir. XRD çalışmalarında sadece iki örnekte (F1 ve F12) belirlenebilen hematitlerin cevher içerisindeki oranı düşüktür. Ancak cevher mikroskobu ve SEM incelemeleri sırasında parlak kesitleri yapılan F5-8 no'lu laterit numunelerinin hepsinde de hematitlerin varlığı belirlenmiştir. Sözkonusu örneklerde götitlerle çeşitli dönüşüm ilişkileri sunan hematitler, esas olarak üç tipe ayrılmıştır.

*1- Götitlere dönüşen hematitler:* Levha I, Foto 6 ve Levha II, Foto 1'de görülen bu tip hematitler, mükemmel ışınal yapılı götitlerin oluşturduğu kirpi ya da sünger görünümündeki kristal topluluklarının merkezinde yer alır. Genellikle özşekilli veya yarıözşekillidirler. Kristal boyutları, 2  $\mu\text{m}$  ile 5  $\mu\text{m}$  arasında değişir.

Levha I, Foto 6'da mikrofotografın sol kesiminde hematitler, sağ kesiminde ise hematit kristalleri üzerinde büyümüş olan ışınal yapılı götitlerin oluşturduğu kirpi ya da sünger görünümündeki kristal toplulukları ve bunlar arasında izlenen çiçek benzeri götit oluşumları görülür. Hematitlerin bir kısmı kimyasal korozyona uğrayarak tamamen veya kısmen çözünmüştür. Bu süreç, kristallerin düzgün dış şekillerini yansıtan boşluklarla çok belirgindir. Götit kristal yumaklarının boyutları 6.5-7  $\mu\text{m}$ 'ye kadar çıkmaktadır. Benzer oluşumlar Levha II, Foto 1'de daha net olarak görülür. Burada ışınal yapılı götit kristallerinin boyu - 2.5-3 ( $\mu\text{m}$ 'ye ulaşır. Sağ alt

köşede çözünmüş hematit kristallerine ait düzgün yüzeyli boşluklar görülmektedir. Levha II, Foto 2'de özşekilli hematitler daha ayrıntılı olarak gösterilmiştir. Kristal boyutları maksimum 4-5  $\mu\text{m}$  civarında olup, kristaller arasında lifsi, kısmen de masif görümlü götitler yer alır. Burada da bazı iri hematit kristalleri üzerindeki kimyasal korozyon izleri seçilebilmektedir. Bu tipte ışınal yapılı ince götit kristal topluluklarının, hematitlerden daha sonra oluştukları ve hematitlerin götitlere dönüştüğü oraya çıkmaktadır.

*2- Boşluk Dolgusu Oluşturan Hematitler;* Işınal yapılı götitlerin meydana getirdiği konsantrik kabuklar arasındaki boşluklarda kristallenen bu tip hematitler, daha düzgün yüzeylere sahip olup, hemen hemen özşekillidir (Levha II, Foto 3). Kristal boyutları çoğunlukla 1-1.5 ( $\mu\text{m}$ 'dir. Mikrofotografın sağ üst kesiminde izlenen iri hematit kristalleri üzerinde az da olsa kimyasal korozyon belirtileri görülmektedir. Kristaller, götitik kabuklar arasında kalan ve genişliği 2 ile 13  $\mu\text{m}$  arasında değişen bir boşlukta büyümüşlerdir. Kabuk yüzeylerinde çoğunlukla karnıbahar, daha az olarak da böbreğimsi şekiller görülür. Hematit kristalleri arasında da boşluklar mevcuttur. Kristal morfolojileri ve kristallenme süreci, kabuklar arasındaki boşluğun şekli ve hacmi tarafından kontrol edilmektedir. Mikrofotografın sol kesiminde ise çapları 1 ile 2  $\mu\text{m}$  arasında değişen yuvarlak kesitli küçük boşluklar ve bunların etrafında gelişmiş olan ışınal yapılı götitler yer alır. Küçük boşlukların ince erime kanallarıyla daha büyük boşluklara bağlandığı dikkat çekicidir. Muhtemelen radyolarya fosillerin çözünmesi sırasında bu kanalların gerekli drenajı sağladığı tahmin edilmektedir (Levha II, Foto 3). Bu tipteki hematitler, götitlerden daha sonra oluşmuşlardır.

*3- Götitler Üzerinde Büyüyen Hematitler:* Levha II, Foto 4 ve 5'de görülen bu tip hematit oluşumları, böbreğimsi götitler üzerinde boşluklara doğru büyümüş rozet biçimindeki küçük kristalciklerden ibarettir. 3000 büyültmede, Levha II, Foto 4'de güçlükle farkedilebilen sözkonusu hematit kristalleri, 10000 büyültmede net olarak görülür (Levha II, Foto 5). Oluşan hematit kristallerinin buradaki boyutları genellikle 0.2 - 0.3  $\mu\text{m}$  civarındadır. Kristal oluşumları, böbreğimsi götitler üzerinde homojen bir dağılım sunarak bütün yüzeyi kaplamıştır. Bu tipte de, hematitlerin götitlerden daha sonra oluştuğu ve götitlerden türediği ortaya çıkmaktadır.

## BÜYÜKBELEN (FARAŞA, YAHYALI - KAYSERİ) DEMİR CEVHERİNİN OLUŞUMU

Kuvars: Levha II, Foto 6'da masif görünümlü götitler içerisinde yer alan ikincil kuvars oluşumları izlenmektedir. Genellikle özşekilli olan kuvars kristallerinin boyutları, — 1 ile 10 (im arasında değişmektedir. Kuvarların büyük bir çoğunluğunda tipik heksagonal kristal morfolojisi görülür.

### TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Büyükbelen demir cevherinin oluşumu konusunda günümüze kadar iki farklı görüş ileri sürülmüştür. Önder (1978) tarafından savunulan birinci görüşe göre cevher, Attepe yöresindeki demir yataklarına benzer şekilde hidrotermal süreçlerle oluşmuştur. Küpeli vd. (1997) tarafından ortaya atılan ikinci görüşte ise, sözkonusu cevherin lateritik-karstik süreçlerle oluştuğu öne sürülmektedir. Yapılan incelemelere göre, Büyükbelen demir cevheri Senoniyen yaşlı Çavdaruşağı olistostromuna ait çört arakatlı pelajik karbonatlar üzerinde yer alan otokton nitelikteki bir ayrışma zonuyla temsil edilmektedir. Lateritik demir kabuk ve kırmızı renkli topraklardan oluşan cevher, esas olarak ince hematitik ve kaim götitik seviyeleri kapsar, Lateritik zon, alta doğru tedrici olarak çört arakatlı pelajik karbonatlara geçmektedir. Yer yer karst dolguları şeklinde izlenen cevher süperjen oluşumlara has kovuklu, kabuğumsu, toprağımsı, konsantrik bantlı, böbreğımsi bir yapı ve dokuya sahiptir. Ayrıca arazi ve laboratuvar çalışmaları sırasında da Büyükbelen demir cevherine kaynak olabilecek hiçbir birincil cevher oluşumuna rastlanılamamıştır. Bütün bu veriler Büyükbelen demir cevherinin yöredeki hidrotermal demir yataklarına göre çok farklı özelliklere sahip olduğunu göstermektedir. Zira, Attepe yöresindeki hidrotermal cevherler tamamen tektonik kontrollü damar, mercek ve düzensiz sınırlı kütlelerden oluşur. Cevher pirit, tetraedrit, kalkopirit ve markazit gibi sülfürlü mineralleri içeren kalsit, kuvars ve dolomitli siderit ve ankeritler ile kuvarslı ve/veya baritli hematit ve piritli manyetitlerden oluşmaktadır. Ayrıca cevher kütlelerinin etrafında hidrotermal alterasyon ürünü ankeritik zonlar ve tipik ornatma dokuları görülür. Paleosen-Alt Eosen zaman sürecinde oluşan cevherler, Miyosen'den daha yaşlı tüm birimler, özellikle de Alt-Orta Kambriyen yaşlı metakarbonatlar içerisine yerleşmişlerdir. Lütésiyen'den itibaren endokarstik süreçler sonucunda birincil cevherlerin önemli bir

bölümü toprağımsı limonit, kovuklu, kabuğumsu, böbreğımsi götit ve hematitlere dönüşmüş olmakla birlikte, bunlar daima birincil cevherlerle iç içe görülürler. Ayrıca mikroskobik incelemeler sırasında da ikincil cevher örnekleri içerisinde sık sık birincil cevher kalıntılarına rastlanılmaktadır (Küpeli, 1991). Attepe yöresindeki karstik cevherlerin oluşumu sırasında ortaya çıkan kısa mesafeli yanal ve düşey yönlü taşınmalar, tamamen endokarstik süreçlerle ilgilidir. Herbir yatak ve zuhurun kendi içerisinde gerçekleşen sözkonusu taşınmalar koloidal çözelti, gerçek çözelti ya da kırıntılı elemanlar şeklinde olmuştur. Yöredeki karbonat kayaç istiflerinin fazla kaim olmaması, ayrıca tektonik hareketler nedeniyle karbonatların birbirinden kopuk mostralar sunması, uzun mesafeli olgun karst sistemlerinin oluşumunu engellemiştir. Ayrıca Attepe yöresi ile Büyükbelen demir cevherinin bulunduğu kesim arasında Aladağ ofiyolit dizisine ait geçirimsizliği düşük ofiyolitik kayaçlar bulunmaktadır. Dolayısıyla Attepe yöresindeki cevherlere ait ikincil ürünlerin karst sistemleriyle taşınarak Büyükbelen demir cevherini oluşturması mümkün görülmemektedir. Ayrıca, Büyükbelen zuhurunda izlenen karstik oluşumlar da ayrışma zonundaki küçük çaplı lokal endokarstik boşluklardır. Karbonatça zengin anakayaç kütlesi bir taraftan lateritleşirken bir taraftan da iç karstlaşmalara uğrayarak bir önceki döneme ait lateritik ürünlerin bir kısmının yeniden işlenmesi ve depolanması sonucunda ortaya çıkan karstik cevherlerin oluşumuna imkan sağlamıştır. Cevherin diğer kesimleri bütünüyle otokton nitelikte olup, karasal ortam şartlarında oluşabilecek akarsu ya da buzul taşınmalarına ait herhangi bir iz taşımamaktadırlar. Ana element kimyası, lateritlerin anakayaca göre  $Fe_2O_3$  yönünden önemli ölçüde zenginleştiğini,  $CaO$  ve  $SiO_2$  bakımından da fakirleştiğini göstermektedir (Çizelge 4). Lateritik proseslere uygun olan bu durum, hümik asitlerin etkili olduğu tropikal iklim kuşaklarında görülen ayrışma olayları sırasındaki çözünme, taşınma ve yeniden çökme olaylarının doğal, bir sonucudur. Böyle yerlerde yüzeyde çözünmesi çok zor olan bazı oksit ve hidroksitler duraylı olarak kalabilirler. Fe ve Al, bu stabil bileşiklerini oluşturan en önemli elementlerdendir (Guilbert ve Park, 1986). Büyükbelen lateritlerinde  $Al_2O_3$  bileşiminin zenginleşmemesi, hafif asidik-nötr ortam şartlarında etkili olan bir yıkanmanın varlığına işaret etmektedir (Norton, 1973).

Çizelge 4: Anakayaç (kireçtaşı+çört), laterit ve kırmızı renkli toprakların ortalama ana element içerikleri (%) (Küpeli vd., 1997'den alınmıştır).

Table 4: Average major element contents (wt %) of the parent rock (limestones-chert), laterite and red soil (From Küpeli et al., 1997).

Örnekler (Sam., les)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	MnO	A.K
Kireçtaşı (6)	1.34	3.12	14.34	<0.05	0.21	0.41	0.18	44.05	0.82	0.16	34.72
Çört (2)	4.65	3.06	71.10	<0.09	0.10	0.15	0.13	12.05	0.29	0.10	8.10
Laterit (16)	49.71	3.12	30.75	0.14	0.11	0.42	0.24	0.09	0.78	0.11	14.66
Kırmızı toprak (2)	4.05	7.13	79.49	0.27	0.14	1.34	1.19	1.73	1.35	0.10	3.25

Not: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Toplam demir içeriğidir. A.K. : 1100 °C'de ateş kaybıdır.

İncelenen lateritler, nisbeten yüksek Cu, Cr, Co, Zn, Ba ve Ni; düşük Ce, La, Th ve Zr içerikleri ile kısmen okyanusal kabuk jeokimyasını yansıtmaktadır. Ancak, yüksek SiO<sub>2</sub> ve düşük Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içerikleri, sözkonusu lateritlerin oluşumunda çört arakatlı karbonatların anakayaç rolü üstlendiğini açıkça göstermektedir. Çünkü, Büyükbelen lateritleri yüksek SiO<sub>2</sub> içeriği ile ultrabazik kayaç; düşük Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeriği ile de bazik kayaç lateritlerine benzemektedir (Schellmann, 1986). Okyanusal kabuk jeokimyası yönündeki eğilim, ofiyolitik kayaçlarla yanıl ve düşey geçişli olarak çökelen anakayaç yer yer ofiyolitik kayaç kırıntılarını kapsamasından kaynaklanabileceği gibi, doğrudan doğruya çökme ortamıyla ilişkili olan ve okyanusal kabuk jeokimyasını yansıtan iz elementler bakımından bir zenginleşmeyi de gösterebilir. Zira anakayaç karbonatlı ve özellikle de çörtlü kesimlerinde Cr, Cu ve Mo içeriklerinin önemli ölçüde yüksek olduğu belirlenmiştir (Çizelge 5). Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda, yüzeysel ayrışmaya dayalı kimyasal bir birikim için karakteristik olan birçok veri elde edilmiştir.

Çizelge 5: Anakayaç (kireçtaşı+çört), laterit ve kırmızı renkli toprakların ortalama iz element içerikleri (ppm) (Küpeli vd., 1997'den alınmıştır).

Table 5: Average trace element contents (ppm) of the parent rock (limestone^chert), laterite and red soil (From Küpeli et al., 1997).

Örnekler Samples	Ba	Ce	Co	Cr	Zn	Cu	Y	Ga	Zr	La	Ni	Pb	Rb	Sr	Mo
Kireçtaşı (6)				225		26									<40
Çört (2)				650		200									1100
Laterit (16)	746	49	398	1083	1315	5115	15	8	38	33.27	80	3	16	19	
Kırmızı toprak (2)				300		250						55			135

Not: Th hiç bir örnekte belirtilmemiştir.

XRD sonuçlarına göre anakayaç karbonat kesimleri kalsit + kuvars ± opal-CT, çörtlü kesimleri ise kuvars + kalsit + opal-CT bileşimindedir (Çizelge 1). Kimyasal analizlerde anakayaç karbonat kesimlerinde ortalama % 1.34 demir, % 3.12 alüminyum; çörtlü kesimlerinde ise ortalama % 4.65 demir, % 3.06 oranında alüminyum belirlenmiştir (Çizelge 4). Buna göre lateritleşme sırasında anakayaç bileşiminde yer alan kalsitlerin tamamına yakın bir bölümü, silisli bileşenleri temsil eden kuvars ve opal-CTnin ise önemli bir bölümü çözünerek ortamdan taşınmış, bir bölümü ise otijenik ikincil kuvarslara dönüşerek götit, hematit ve ferrihidrit gibi ikincil demir minerallerinin oluşturduğu ayrışma kabuğu içerisinde yeniden çökelmişlerdir (Levha II, Foto 6).

Cevher oluşumu sırasında şiddetli karbonat yıkanmasına karşın, silis yıkanmamış olsaydı, demire göre anakayaç içerisinde çok daha yüksek oranlarda bulunan silisin, cevher içerisinde de çok daha yüksek oranlarda bulunması gerekirdi. Oysa cevher içerisindeki silis oranı ortalama % 36'dır. Dolayısıyla, lateritleşme sırasında karbonat bileşeninin yanısıra silisin de önemli ölçüde yıkandığı anlaşılmaktadır.

Ayrışma zonundan silisin yıkanması, anakayaça ait karbonat kesimlerin çözünmesiyle birlikte pH değerinin yükselerek alkalen ortam şartlarına geçildiğini göstermektedir. Kuvvetli asidik serin ortamlarda hemen hemen hiç çözünmeyen kuvars, pH'm 8'in üzerine çıktığı alkalen sistemlerde süratli bir şekilde çözünebilmektedir (Norton, 1973). Çoğu araştırmacılar, opal-A'nm, opal-CT'ye dönüşümünün bir çözünme yeniden çökme reaksiyonu olduğunu konusunda fikir birliği içerisindeyler. Ancak, opal-CTnin kuvarsa dönüşümü konusunda çözünme yeniden çökme, ya da katı dönüşüm modelleri ileri sürülmektedir (Singer ve Müller, 1983). Ayrışma

## BÜYÜKBELLEN (FARAŞA - YAHYALI - KAYSERİ) DEMİR CEVHERİNİN OLUŞUMU

süreçlerinin etkili olduğu bir ortamda kuvars ve kaolinitin çözünerek önce silisik aside, daha sonra da çökeltme yoluyla kalsedon ve ikincil kuvarslara dönüştüğü bilinmektedir (Mason ve Moore, 1982).

Optik mikroskop çalışmaları sırasında cevher örnekleri içerisinde belirlenen mikrokristalin kuvars bileşimindeki radyolaryya fosillerinin önce kalsitler, daha sonra da süperjen demirli çözeltiler tarafından ornatılması, ayrıca cevher içerisinde yaygın olarak görülen orjinal çört kalıntılarının süperjen epijenetik mikro götit damar ve bantlarını içermesi, götitlerin çörtleri kısmen ornatması, lateritleşme sırasında ortaya çıkan karbonat, silis ve demirli bileşenlerin çözünme, taşınma ve yeniden çökelmelerine ilişkin en önemli delillerdir (Levha I, Foto 2). Radyolaryya fosillerinin önce kalsit sonra da götit tarafından izomorf ornatımı ise, aynı anda bir mineral çözünürken diğerinin çökmesiyle ilgilidir (Blatt vd., 1986). Levha I, Foto 4-6 ve Levha II, Foto 1-6'da görülen ikincil götit ve hematit kristalleri ile ikincil kuvars oluşumları (Levha II, Foto 6); anakayacı oluşturan çört arakatlı pelajik karbonatların çatlak ve kırıklarında yer alan ikincil götit, hematit ve kalsitin ritmik çökelimleri, irili ufaklı karstik boşluklar ve içerisinde görülen kolloform yapıları götit ve hematit oluşumları bu çözünme, taşınma ve yeniden çökeltme olaylarının önemli diğer göstergeleridir. Bu süreç yağışlı ve kurak dönemlerin ardalanmasına bağlı olarak ortaya çıkan başlıca hidrasyon, dehidrasyon ve rehidrasyon olaylarını kapsamaktadır.

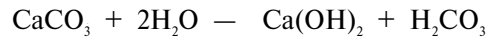
Trolard ve Tardy'e (1987) göre lateritleşme sırasında gipsit ve götit gibi hidrate mineraller yağışlı tropikal iklimlerde oluşurken, böhmit, hematit ve kaolinit gibi dehidrate mineraller uzun kuraklık dönemleri sonucunda oluşmaktadır. Su aktivitesinin azaldığı ve sıcaklığın yüksek olduğu kuraklık dönemlerinde hidrate mineraller, dehidrate minerallere dönüşebileceği gibi, bunun tersine su aktivitesinin yüksek olduğu yağışlı tropikal iklim şartlarının yeniden hakim olması halinde, dehidrate mineraller tekrar hidrate minerallere dönüşebilmektedirler. Çünkü, lateritleşme sırasında su aktivitesi, çözünmüş silis oranı, sıcaklık ve çözeltilerin kimyasal bileşimi gibi faktörler, oluşacak mineralerin türünü ve bunların birbirlerine dönüşümlerini doğrudan etkilemektedirler (Trolard ve Tardy, 1989).

### Cevher Oluşum Mekanizması

Yukarıda sunulan verilerin ve mevcut çalışmaların ışığı altında Büyükbellen lateritlerinin oluşum mekanizması şu şekilde açıklanabilir.

İnceleme alanının hemen yakın çevresinde Aladağ ofiyolit dizisi üzerine, Miyosen yaşlı Zebil formasyonunun (Ulakoğlu, 1984) transgresif olarak geldiği görülür (Şekil 1 ve 4). Topografik konumuna göre çalışma alanı da bu transgresyon alanı içerisinde kalmaktadır. Tersiyer'den itibaren bölgede etkili olmaya başlayan epirojenik hareketlerle birlikte inceleme alanı ve yakın çevresi, Miyosen'deki denizel transgresyondan sonra tekrar karasal ortam şartlarına geçmiştir. Bu erozyon sürecinde Zamantı ırmağı boyunca derin bir şekilde aşman çalışma alanında, yaklaşık 600 m'lik Miyosen yaşlı örtünün altından Gireniz üyesine ait çört arakatlı pelajik karbonatlar yüzeyleyerek atmosferik şartlara açılmıştır. Bu dönemde (Pliyosen) lateritleşme açısından uygun yapısal ve morfolojik bir konumda bulunan Büyükbellen mevkiinde lateritik ve kısmen de karstik proseslerin birlikte etkimesi sonucunda çört arakatlı pelajik karbonatların ayrışmasıyla başlayan otokton lateritik demir oluşumları günümüze kadar devam etmiştir.

Cevher oluşumu sırasında anakayacın karbonat kesimleri, CO<sub>2</sub>'ce zengin asidik karakterli meteorik sular tarafından çözündürülerek kalsiyum bikarbonat, ya da hidrolize uğratılarak kalsiyum hidroksit ve hidrokarbonat şeklinde çözeltilere alınmıştır. Karbonik asidin yanısıra, hümik asitleri de içeren meteorik suların pH değeri 4-5'e kadar düşebilmektedir. Asidik karakterli bu sular, yeraltı su tablasına doğru süzülürken anakayacın karbonat kesimleri ile girmiş oldukları reaksiyonlar sonucunda pH değerini 11'e kadar yükseltebilirler (Guilbert ve Park, 1986). Böylece ortaya çıkan bazik karakterli çözeltilerin



etkinliğinde, anakayaç içerisinde yer alan çörtler çözünerek silisik asidi oluşturur. Silisik asidin önemli bir bölümü ortamdan uzaklaşırken, bir bölümü ise pH değerinin yeniden 7'nin altına düşmesi sonucunda otijenik ikincil kuvars (Blatt vd., 1986), K<sup>+</sup> ve Al<sup>+2</sup> gibi katyonların reaksiyona girmesiyle de illit ve kaolinit minerallerini oluşturur. pH'm asit - zayıf nötr

olduğu durumlarda kaolinit, zayıf bazik olduğu durumlarda ise illit ve/veya montmorillonit oluşmaktadır (Weaver, 1989). Sistemde kaolinit, illit ve/veya montmorillonit oluşumu ortamdaki su sirkülasyonu ile de yakından ilgilidir. Yıkanmanın yoğun olması halinde kaolinit oluşurken, durgun su aktivitesinde alkali ve toprak alkali elementler ortamda kaldığından diğer kil mineralleri oluşmaktadır.

Çözünürlük farkı nedeniyle (Lelong vd., 1976), anakayacın karbonat kesimlerinde ortaya çıkan süratli ve etkili karbonat yıkanmasına karşın çörtlü kesimlerde yavaş ilerleyen silis yıkanmasına bağlı olarak toplam anakayaç kütlelerinden arta kalan kimyasal kökenli birikim içerisinde çört bileşeninin etkinliği devam etmektedir. Bunlar, ya demirli bileşenler tarafından kirletilmiş kırmızımsı pas renkli makro ve mikro kalıntılar, ya da özşekilli ikincil kuvarlar şeklindedirler (Levha II, Foto 6). Cevher içerisinde belirlenen yüksek silis içeriği de (% 30.75) bu kalıntılar ve ikincil kuvarlardan kaynaklanmaktadır. Profil içerisinde çört kalıntılarının alt seviyelere doğru tedrici olarak artması ise, lateritik süreçlerin aynı yönde azalan etkinliği ile ilişkilidir. Bol miktarda karbonatın bulunduğu böyle bir ortamda anakayaçtan serbestleşen Cu (26.17-200 ppm) (Küpeli vd., 1997), çözülmüş karbonatlarla birleşerek hidrate bakır minerallerinden malakit ve azuriti oluşturmuştur. İncelenen cevher, çok evreli karbonat ve silis yıkanmasının yamsıra yeni minerallerin de oluşumu sonucunda çok kovuklu, kabuğumsu, konsantrik bantlı, üzüksü, böbreğimsi ve yer yer laminalı-bantlı, dereceli karst dolgusu şeklinde bir yapı ve doku kazanmıştır.

Cukrov'a (1980) göre, lateritik pro fillerde az oranda götit içeren üst hematit zonu ve alt götit zonu olmak üzere iki kesim ayırt edilmektedir. Büyükbelen lateritlerinde hematitik zonun altta bulunan götitik zona göre çok ince olması ve bazı kesimlerde yer almaması, inceleme alanının genç tektonik bir kuşakta bulunmasının yamsıra, karbonatça zengin anakayaç bölümlerinin karstlaşmaları sonucunda ayrışma kabuğu içerisinde ortaya çıkan erozyon süreçleriyle ilişkili olabilir. Muhtemelen bu süreç içerisinde hematitik zon önemli ölçüde aşınarak tahrip olmuştur. Bir diğer alternatif ise, ayrışma süresince daha etkin olan nemli tropikal iklim şartlarının dehidrate hematit minerallerinin oluşumuna imkan vermemiş olmasıdır.

Taramalı elektron mikroskop (SEM) çalışmalarıyla, hematitlerin hidratasyon sonucu götitlere (Levha I, Foto 6 ve Levha II, Foto 2), götitlerin de dehidratasyon sonucu hematitlere dönüştüğü (Levha II, Foto 4 ve 5) belirlenmiştir. Bu bulgular lateritleşme süresince yağışlı ve kurak iklim dönemlerinin etkili olduğunu net olarak göstermektedir. Öte yandan sünger görünümündeki elipsoidal yapıların merkezi kesimlerinde özşekilli hematit, dış kesimlerinde ise ışınal yapılı götit kristallerinin bulunması (Levha I, Foto 6 ve Levha II, Foto 2), Tardy ve diğ. (1990) tarafından ileri sürülen pizolitik ve/veya nodüler lateritlerin iç kısımlarında dehidrate, dış kısımlarında ise hidrate minerallerin gözlemlendiği tezini doğrulamaktadır. Schwertman'a (1998) göre, ayrışma kuşaklarında hematit ve götitin birlikte bulunması ısı, nem, pH, organik madde içeriği, kimyasal bileşim ve tane boyu tarafından kontrol edilmektedir. Cevher oluşumu sırasında, anakayaç içerisindeki demir, sarı veya sarımsı kahve renkli bir ayrışma ürünü veren götit oluşumu sonucunda serbestleşmiştir. Götit, ıslak periyodlar sürecince  $Fe^{+3}$ 'ün  $Fe^{+2}$ 'ye indirgenmesiyle, toprak organik bileşenlerinin de etkisi altında bir çözünme dönemine girmiştir. Kurak periyodlarda sözkonusu çözümlerden oksidasyon sonucu, yapısal olarak hematite benzeyen fakat duraylı olmayan ferrihidrit ( $2.5 Fe_2O_3 \cdot 4.5 H_2O$ ) minerali oluşur. Artan sıcaklık veya yaşlanma süresince ferrihidrit suyunu kaybederek hematite dönüşür. Muhtemelen hem ferrihidrit hem de hematit nötral pH şartlarında oluşmaktadır (Drits vd., 1993). Ferrihidritten hematitin oluşumuyla sarı renkli lateritik ayrışma ürünleri kırmızıya dönüşür (Cukrov, 1980). Kurak dönemden ıslak periyoda yeniden geçiş, götit oluşumuyla birlikte ayrışma kabuğundan bir miktar demirin tekrar çözünmesine neden olur. Böylece dehidratasyon sonucu götitlerden türemiş olan hematitler, rehidratasyona uğrayarak yeniden götitlere dönüşürler. Bu mineral dönüşümleri yağışlı ve kurak dönemlere bağlı olarak sürekli bir şekilde tekrarlanma özelliği gösterir.

#### EXTENDED SUMMARY

The investigation area is located at 2.5 km south of Faraşa village (Yahyali-Kayresi-Turkey) in the eastern part of the Aladağ Mountains in the western part of the Eastern Taurus belt. Study area is found at

the southwest of Attepe (Mansurlu-Feke-Adana) iron deposits which are the most important hydrothermal iron province of Turkey (Figure 1).

In the study area, Upper Cretaceous aged olisthostromel occurrences (Çavuşuşağı olisthostrome) and ophiolitic rocks (Pozantı-Faraşa peridotite nappe) are cropped out belonging to Aladağ ophiolite sequence of the Bozkır unit, and transgressively overlying Miocene aged sedimentary rocks (Zebil formation) (Figure 2, 3). The olisthostromel occurrences containing principally carbonate and lesser ophiolitic rock blocks and fragments have a matrix composed of serpeninite, diabase, chert intercalated pelagic limestone-marl-shale, chert and radiolarite, all of which show lateral and vertical transition to each other.

Büyükbelen iron ore composed of autochthonous laterites including also karstic pockets, and surrounding red coloured, thin (0.5-1m) soil cover. In the lateritic profile, thin (5-10cm) hematitic and thick (5-15m) goethitic levels are distinguishable. Mainly yellowish coloured, weathering zone have thick goethite level. In addition to hematite and goethite, reddish rust coloured limonite is also common in the north of lateritic crust where is heavily karstic. The radii of karstic cavities are between a few decimeters to 7 meters. Continuing karst formation within ore mass and development of few karst cycles up to present are observed. In the small karstic cavities within the weathering zone, semi-autochthonous earthy limonites and colloform goethites were deposited. The karstic fillings have been transported as colloids, and formed colloform goethites observed as thin concentric crust and reniform occurrences in the weathering zone. Thin (1-5mm) veins and laminates of malachite and azurite are also observed within reddish rust coloured pelitic material.

Mineralogical composition of parent rock, lateritic iron and red soil samples were determined by XRD, polished and thin section microscopy and SEM-EDS methods. Results of mineralogical determinations and megascopic properties of investigated samples are given in Tables 1, 2 and 3. Goethite is the main mineral and is generally found with hematite in ore samples. Structural and textural features of the ore is controlled mainly by goethite, siliceous component (quartz, opal-CT) and hematite. Hematites usually occur as euhedral crystals aggre-

gates, while most of the goethites are seen as bouquets of fine, fibrous crystals in the crusty and botryoidal ore textures. It is observed that goethites have grown on euhedral hematite, and sometimes hematites have grown on reniform goethites. These relationships are depend on hydration and dehydration processes, and require humid and arid terms following each other (Trolard and Tardy, 1987). Geochemical data suggest that ore is significantly enriched in Fe but depleted in Si and Ca relative to the parent rock (Table 4). Al, which could not enriched at conditions of weakly acidic-intermediate environment, has been transported away after dissolution from the environment. Transportation of Si from the parent rock occurred under the basic environmental conditions (Norton, 1973). Ca leached from the parent rock, may play a role in forming of malachite and azurite occurrence.

Laterites have relatively high Cu, Cr, Co, Zn, Ba and Ni, low Ce, La, Th and Zr contents, reflecting partly geochemistry oceanic crust (Table 5). However, high SiO<sub>2</sub> and low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents suggest a significant role of chert intercalated carbonates in the formation of laterite geochemistry. Büyükbelen laterites resemble those of ultrabasic rocks with high SiO<sub>2</sub> and laterites of basic rocks with low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents (Shellman, 1986). The tendency towards the oceanic crust chemistry may result from the parent rock containing ophiolitic rock fragments since it deposited laterally and vertically transitional with ophiolitic rocks, or show trace element enrichment related with directly depositional environment and reflecting the oceanic crust chemistry, Furthermore, Cr, Cu and Mo contents are significantly high in carbonate and especially chert parts of the parent rock (Table 5).

Büyükbelen iron ore formed from chert intercalated pelagic carbonates of the Çavdaruşağı olisthostrome as a result of lateritic and karstic processes being effective during Plio-Quaternary times. The carbonate parent rock has undergone locally internal karsting, and allowed semi-autochthon ore occurrences by reprocessing of previously formed lateritic material, and then deposition.

Red soil mantling the main ore body represents probably a new weathering surfaces after erosion of some parts of lateritic iron crust, or slowly developing lateritic processes in cherty pelitic levels where insufficient drainage system is present.



## DEĞİNİLEN BELGELER

- Banerji, P.K., 1982, Lateritization processes; Challenges and opportunities, episodes, 3, 16-20.
- Bardossy, G.Y., 1981, Paleoenvironments of laterites and lateritic bauxites-effect of global tectonism on bauxite formation; Proc. First international seminar on lateritization processes (Trivandrum), Oxford and IBH publishing Co., New Delhi, 287-294.
- Baykul, A. ve Yaman, S., 1993, Doğu Toroslar'da bir demir şapka; Aşılık (Saimbeyli-Adana) demir yatağı. Doğa-Türk Yerbilimleri Derg., 2, 61-68.
- Blatt, H., Middleton, G. ve Murray, R., 1980, Origin of Sedimentary Rocks: Prentice-hall. Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 782 s.
- Cukrov, F.V., 1980, On transformation of iron oxides in chemogenic eluvium in tropical and subtropical regions. Proc. First international seminar on lateritization processes, (Trivandrum), Oxford and IBH publishing Co., New Delhi, 11-14.
- Drits, V.A., Sakharov, B.A., Salyn, A.L. ve Manceau, A., 1993, Structural model for ferrihydrite: Clay Minerals, 28, 185-208.
- Guilbert, J.M., ve Park, C.F., 1986, The geology of ore deposits; W.H. Freeman and Company, New York, 985 s.
- Küpeli, Ş., 1991, Attepe (Mansurlu-Feke) yöresi demir yataklarının jeolojik, petrografik ve genetik incelemesi: Doktora tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enst., 227 s., (yayımlanmamış), Konya.
- Küpeli, Ş., 1996, Faraşa (Yahyalı-Kayseri) yöresi demir yataklarının incelenmesi: SÜAF projesi, 92/126, 55 s. (yayımlanmamış), Konya.
- Küpeli, Ş., Kayabalı, İ., Arslan, M. ve Saka, H.A., 1997, Doğu Toroslar'da otokton, güncel lateritik bir oluşum : Büyükbelen (Faraşa-Yahyalı) demir zuhuru: MTA Derg., 121, s (yayımda).
- Lelong, F., Tardy, Y., Grandin, G., Trescases, J.J. and Boulange, B., 1976, Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits: Volf, K.H. Ed., Handbook of stratabound and stratiform deposits, New York, Elsevier, 6, 93-173.
- Mason, B. and Moore, C.B., 1982, Principles of geochemistry : John Wiley and Sons, Hong Kong, 344 s.
- Norton, S.A., 1973, Laterite and bauxite formation: EconGeol., 68, 353-361.
- Önder, E., 1978, Kayseri-Yahyalı-Faraşa Aşılık demir madeni jeolojisi: MTA Rap., 1656 (yayımlanmamış), Ankara.
- Özgül, N., 1976, Toroslarm bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 1, 65-78.
- Schwertmann, U., 1998, Goethite and hematite formation in the presence of clay minerals and gibbsite at 25 oC : Soil Sci. Soc. Am. Jour., 52, 288-291.
- Schellman, W., 1981, Considerations on the definition and classification of laterites; Pore. First international seminar on lateritization processes, (Trivandrum), Oxford and IBH publishing Co, New Delhi, 1-10.
- Schellman, W., 1983, A new definition of laterite; Natural resources and development, 18, 1-7.
- Schellman, W., 1986, On the geochemistry of laterites, Chem. Erde, 45, 39-52.
- Singer, A. and Müller, G., 1983, Diagenesis and argillaceous sediments, Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2 (Ed. Lansen, G. and Chilingar, G.A) : Elsevier scientific publishing company, Amsterdam-Oxford-New York, 572 s.
- Tardy, Y., Trolard, F., Roquin, C. and Novikoff, A., 1990, Distribution of hydrated and dehydrated minerals in lateritic profiles and landscapes: Geoc. Earth Surf. Min. Formation, 2 th International Symposium, 2-8.
- Tekeli, O., 1980, Toroslarda Aladağlar'm yapısal evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 11-14.
- Tekeli, O. ve Erler, A., 1980, Aladağ ofiyolit dizisindeki diyabaz dayklarının kökeni: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 1, 15-20.
- Trolard, F. and Tardy, Y., 1987, The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous goethites and aluminous hematites in bauxites, ferricrete and

## BÜYÜKBELEN (FARAŞA - YAHYALI - KAYSERİ) DEMİR CEVHERİNİN OLUŞUMU

laterites as function of water activity, temperature and particle size: *Geochim, Cosmoc. Acta*, 51,9457957.

Trolard, F. and Tardy, Y, 1989, A model of Fe-kaolinite, Al-goethite, Al-hematite equilibria in laterites: *Clay Minerals*, 24, 1-21.

Weaver, C.E., 1989, Clays, muds and shales: *Developments in sedimentology* 44., Elsevier, Amsterdam, 819 s.

---

Makalenin geliş tarihi: 17.03.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 04.03.2000

*Received March 17, 1999*

*Accepted March 04, 2000*

## LEVHA I

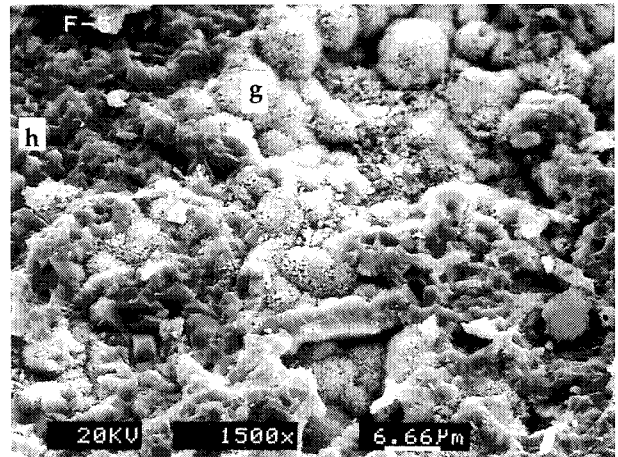
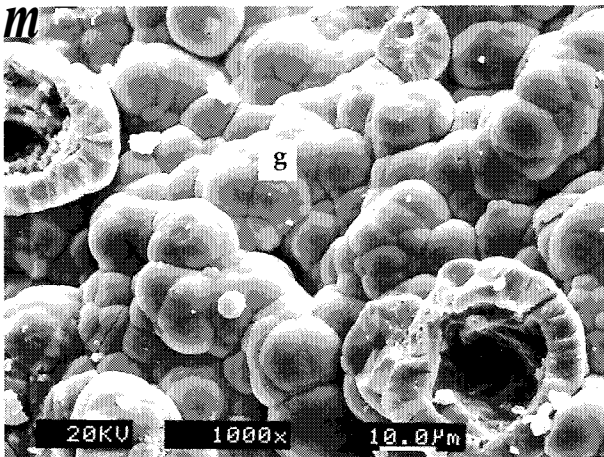
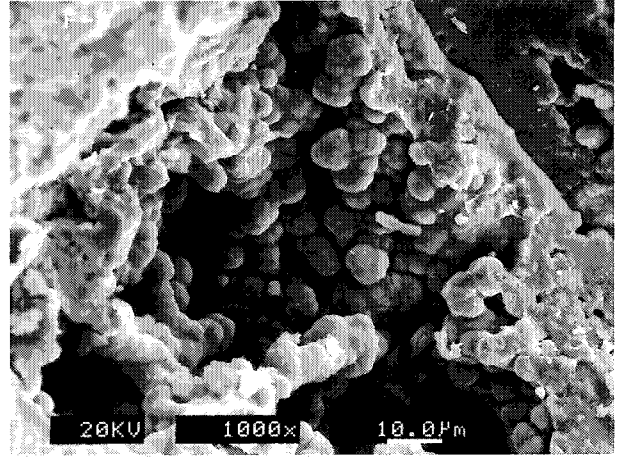
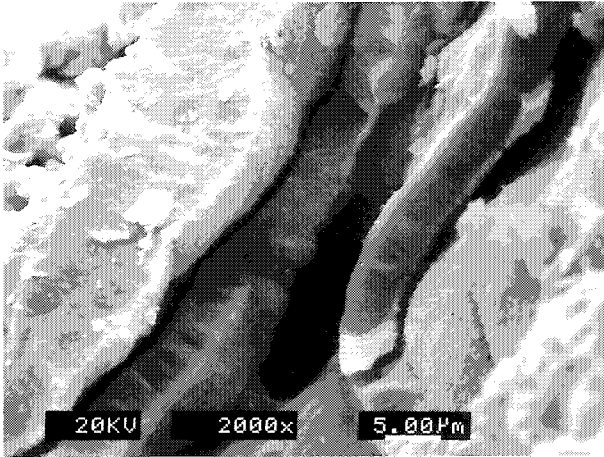
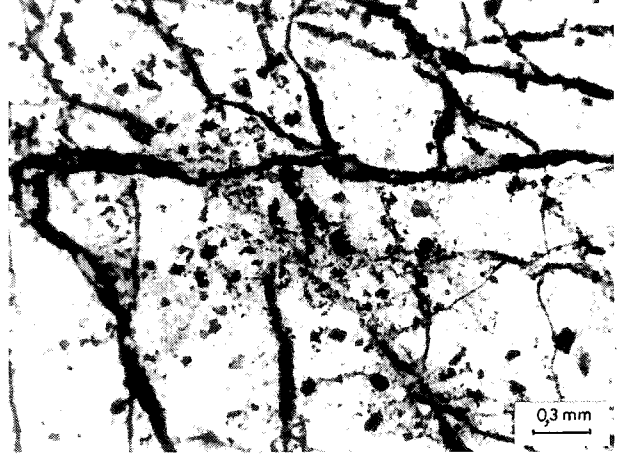
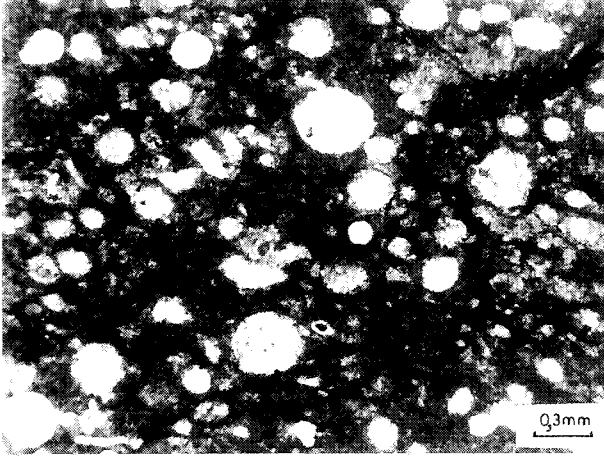
## PLATE I

1. Anakayacı temsil eden killi, siltli biyomikritlerden bir görünüm (//N).
2. Lateritler içerisinde yer alan çört kalıntılarını kateden ince süperjen cevher damarları (//N).
3. Konsantrik bantlı götitlerde, bantların enine kesitlerinin SEM'deki görünümü.
4. Kovuklu götit örneğinde, boşlukların içerisine doğru gelişmiş olan mükemmel böbreğimsi-üzümsü, yer yer de sarkıt-dikit şekilli götit oluşumları (SEM'de).
5. Mükemmel böbreğimsi, götit (g) kabuklarındaki ışınal yapılı ince kristal demetleri-nin SEM'deki görünümü.
6. Solda, özşekilli-yarıözşekilli hematit (h) kristal toplulukları, orta üst kesimde ve sağda ise hematitler üzerinde büyümüş, ışınal yapılı götitlerin (g) oluşturduğu kirpi yada sünger görünümündeki kristal toplulukları ile yer yer farkedilebilen kimyasal korozyon izleri (SEM'de).

- 1- An appearance of the clayey, silty biomicrites represented to parent rock (//N).
- 2- Thin supergene ore veins cutted chert relicts included in laterites (//N).
- 3- SEM photomicrograph showing of the cross sections of bands in the concentric banded goethites.
- 4- SEM photomicrograph showing of the perfectly reniform, locally stalactite-stalagmite shaped goethite occurrences in cavities.
- 5- SEM photomicrograph showing reniform shaped goethite (g) crust formed from radial goethite crystals.
- 6- At the left, euhedral-subhedral hematite (h) crystal aggregates, at the middle-upper and right part, hedgehog or sponge shaped crystal aggregates formed by radial goethites (g) and locally distinguishable chemical corrosion traces, in SEM

BÜYÜKBELEN (FARAŞA - YAHYALI - KAYSERİ) DEMİR CEVHERİNİN OLUŞUMU

LEVHA I  
PLATE /



## LEVHA II

## PLATE II

1. Hematit (h) kristalleri üzerinde büyüyen ışınal yapılı götit (g) kristal topluluklarının oluşturduğu kirpi yapıları ile sağ alt köşede çözünerek götitlere dönüşmüş olan özşekilli hematit kristallerine ait boşlukların görünümü (SEM'de).

2. Özşekilli - yarıözşekilli hematit (h) kristalleri arasında yer alan lifsi-masif görünümlü götitler (g) ve sağ üst köşede bazı iri hematit kristalleri üzerindeki kimyasal korozyon izleri (SEM'de)

3. Sağ kesimde götit kabuklar arasında yer alan özşekilli hematit (h) kristalleri solda radyolarya fosil kalıpları ve erime kanalları, sağ üst köşede ise, iri hematit kristalleri üzerindeki kimyasal korozyon izleri görülmektedir (SEM'de).

4. Böbreğimsi götitler üzerinde gelişen hematit kristallerinin SEM'deki görünümü.

5. Böbreğimsi götitler üzerinde gelişen hematit (h) kristallerinin daha ayrıntılı görünümü (SEM'de)

6. Lifsi - masif götitler (g) arasında yer alan özşekilli ikincil kuvars (k) kristallerinin SEM'deki görünümü.

*1- SEM photomicrograph showing of the hedgehog shaped textures formed by radial goethite (g) crystal aggregates growing on the hematite (h) crystals and at the right lower part, the cavities of the euhedral hematite crystals transformed to goethite crystals as a result of solution.*

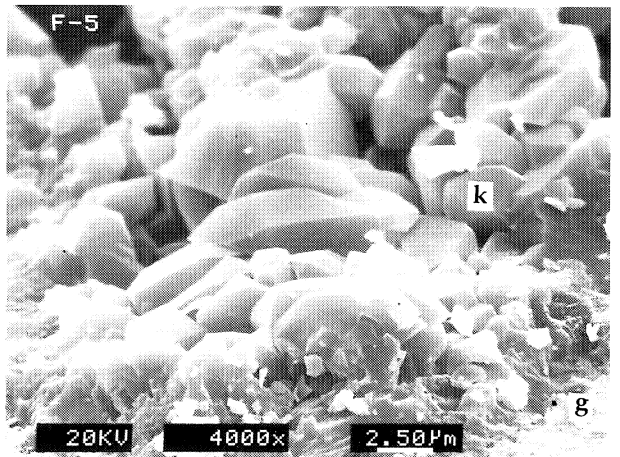
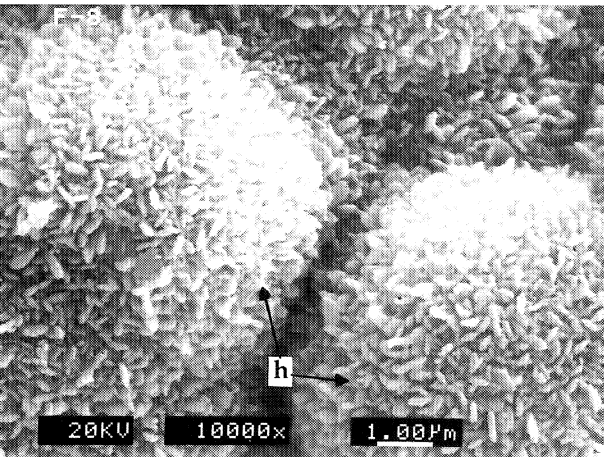
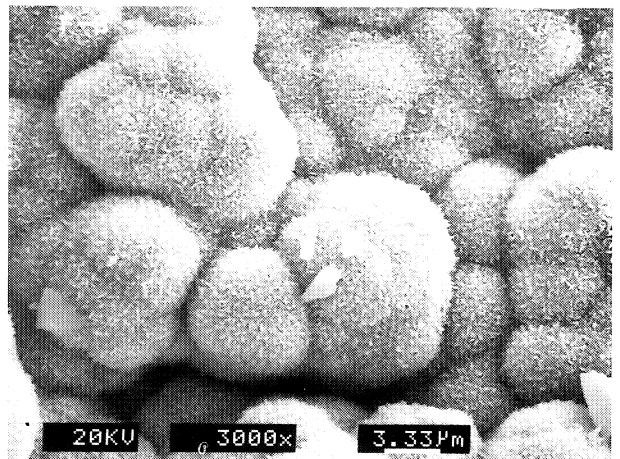
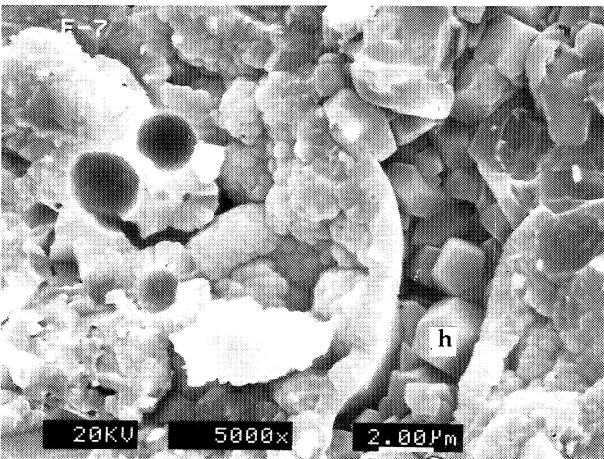
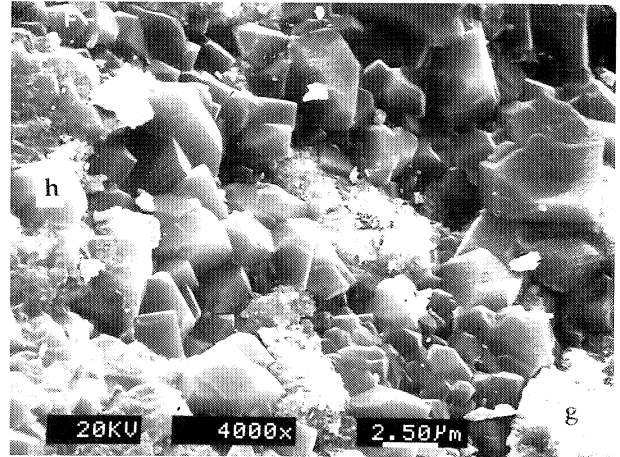
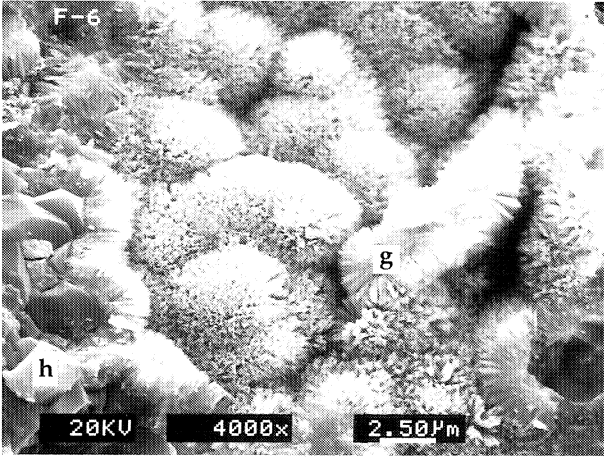
*2- Photomicrograph showing of the fibrous-massive goethites (g) among euhedral-subhedral hematite (h) crystals and chemical corrosion traces on the coarse hematite crystals at the right upper corner.*

*3- An appearance of the euhedral hematite (h) crystals between goethite crusts at the right part, radiolaria fossil traces and leaching cannels at the left part, chemical corrosion traces on the coarse hematite crystals at the right upper corner, in SEM.*

*4- SEM photomicrograph showing of the hematite crystals growing on the reniform goethites. '*

*5- More detailed SEM photomicrograph showing of the hematite (h) crystals growing on the reniform goethites.*

*6- SEM photomicrograph showing of the euhedral secondary quartz (k) crystals found among fibrous-massive goethites (g).*







# Çayırbağı-Meram (Konya) Manyezitlerinin Kökeni Üzerine On The Origin Of The Çayırbağı-Meram (Konya) Magnesite Deposits

Afet TUNCAV

D.S.İ. XVIII. Böl. Müd. Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısuları Şubesi, 03340 İsparta.

## Öz

Bu çalışmada, Konya bölgesi manyezitleri jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal olarak incelenmiş ve buna göre kökenleri, oluşum koşulları belirlenmiştir. Üst Kretase yaşlı serpantinlerin ayrışması sonucu oluşan manyezitler, kriptokristalen dokuludur. Manyezitler, birincil manyezitler ve bunları kesen ikincil manyezitler olarak ikiye ayrılmışlardır. Birincil manyezitler daha sert ve genellikle konkoidal kırılmalı iken, ikincil olanlar silis içermediklerind^dağa yumuşaktır. Bir üçüncü manyezit ise, Neojen çökeller içerisinde yüzeysel koşullarda, Miyosen'de oluşmuş manyezittir. Manyezitlerin oluşumu, ofiyolitin bölgeye yerleşimi sırasında Üst Kretase sonlarında başlamış, Miyosen'de devam etmiş ve günümüzde de devam etmektedir. Ofiyolitlerin, alta bulunan karbonatlı kayaların üzerine bindirmesiyle bir ısı artışı olmuş ve bu ısı da CO<sub>2</sub> çıkışına neden olmuştur. Bundan başka hidrotermal ve yüzeysel kökenli CO<sub>2</sub>'li sular da manyezit oluşumunda etkili olmuştur. Bu CO<sub>2</sub>'i içine alan sular, serpantinlerin içerisinde yukarı doğru tektonik kırıklar boyunca dolaşarak, serpantiniti ayrıştırmış ve Mg<sup>+2</sup> iyonunu çözerek hareketlendirmiştir. CO<sub>2</sub> taşıyan su, çözülmüş olan Mg<sup>+2</sup> iyonu ile birleşerek, büyük kırıklarda damar, değişik yönlerde gelişen küçük çatlak aralarında stokverk cevheri çökelmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Damar, manyezit, serpantinit, stokverk.

## Abstract

*In this study, the magnesites of Konya region were investigated as geological, mineralogical and geochemical and according to this, origins and foundation conditions of the magnesites were defined. The magnesites, which are found as a result of alteration of the Upper Cretaceous serpentinites, have a cryptocrystalline texture. Magnesites are classified as primary and secondary which cut across the primary ones. While primary magnesites are harder with conchoidal fracturing, secondary magnesites are softer due to the absence of silica. The formation of magnesites commenced with the emplacement of the ophiolites (Upper Cretaceous) in the region and is also continuing today. The thrusting of ophiolites over the carbonate rocks caused a temperature increase and this event led to the separation of CO<sub>2</sub>. Besides this, CO<sub>2</sub>-bearing waters of hydrothermal origin are also effective in magnesite formation. These CO<sub>2</sub>-bearing waters, circulating upwards along the fractures within the serpentinites, alter the serpentinites and mobilise Mg<sup>2+</sup> ion. During this circulation CO<sub>2</sub> and Mg<sup>2+</sup> ion are combined and precipitated in small fractures as stockwork ores.*

**Key Words:** Vein, magnesite, serpentinite, stockwork.

## GİRİŞ

Afyon - Bolcardağ ofiyolit kuşağı içerisinde yer alan ve çalışmanın konusunu oluşturan Konya bölgesi manyezitler, Türkiye rezervinin % 20'sini oluşturmaktadır. Rezerv bakımından Konya, Eskişehir bölgesinden sonra gelmektedir. Manyezit yatakları Konya'nın yaklaşık 13 km güneybatısında

Dereköy'den başlayıp, güneybatıya doğru uzanan bir hat boyunca yer almaktadır. Yatakların çoğu işletilmiş veya işletilmektedir. İşletilip şu an terk edilmiş olan yataklar da mevcuttur. Bölgede ilk olarak işletilen yataklardan Helvacıba ve Kırankaya yatakları, SiO<sub>2</sub> oranının yüksek olması nedeniyle şimdilik terk edilmişlerdir. Bu çalışma ile manyezitlerin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal



özellikleri incelenmiş ve bu özelliklerden yararlanarak kökeni, oluşum zamanları, oluşum koşulları ortaya konulmaya çalışılmıştır.

## JEOLOJİ

İnceleme alanında Mesozoyik ve Senozoyik'e ait birimler yer almaktadır (Şekil 1). Mesozoyik birimleri sırasıyla; kırmızı renkli kırıntılılar ile çoğu oolitlik, yer yer de dolomitik kireçtaşından oluşan Alt Triyas yaşlı Ardıçlı formasyonu (Özcan ve diğ., 1990); beyazımsı açık gri kristalize kireçtaşından oluşan Orta Triyas-Üst Jura yaşlı Loras formasyonu; altta grimsi pelajik çamurtaşı, radyolaryalı çört arabantlı pelajik karbonatlar, üstte koyu gri kireçtaşları ile temsil edilen Alt-Üst Kretase (Barriasiyen-Alt Maastrihtiyen) yaşlı Midostepe formasyonundan oluşur. Bu karbonat istifi üzerine tektonik olarak Hatip ofiyolitli karmaşığı gelmektedir. Kireçtaşı, radyolarit, peridotit ve diyabaz bloklu karmaşığın matriksi kil, kum ve altere serpantinittir. Karmaşığın üzerine yine tektonik olarak Çayırbağı ofiyoliti gelmiştir. Çayırbağı ofiyoliti, çalışmanın konusu olan manyezitleri içerisinde bulundurması bakımından önemlidir. Bu nedenle alttan üste doğru, steril serpantin-damar manyezitli serpantin-stokverk manyezitli serpantin ve 1/25000 ölçekli haritada gösterilemeyecek kadar küçük mostralara halinde olan -silisli serpantin şeklinde ayrılarak daha detaylı olarak çalışılmıştır ve bir başka yayın konusu olarak değerlendirilecektir. Bütün bunların üzeri, çakıltaşı-killikireçtaşı-kireçtaşı şeklinde devam eden Orta Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Dereköy formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

## MANYEZİT YATAKLARI

İnceleme alanındaki manyezitler, yaklaşık 15 km boyunca uzanan bir hat boyunca yer alan Çayırbağı ofiyoliti içerisinde birbiriyle bağlantılı olmayan bir çok bölgede bulunmaktadır. Bu cevherli kısımların kalınlığı 200 m'yi bulmakta, ancak daha derine inebilen cevherleşmeler de söz konusu olabilmektedir. Manyezitler, Helvaeibaba tipi ve Argıt tipi olarak iki ayrı tipe ele alınmıştır (Tuncay, 1998).

Bunlardan Helvaeibaba tipi, oldukça fazla altere olmuş kahverenkli serpantinler içerisinde, kaim stokverkler şeklinde manyezit içermektedir (Levha

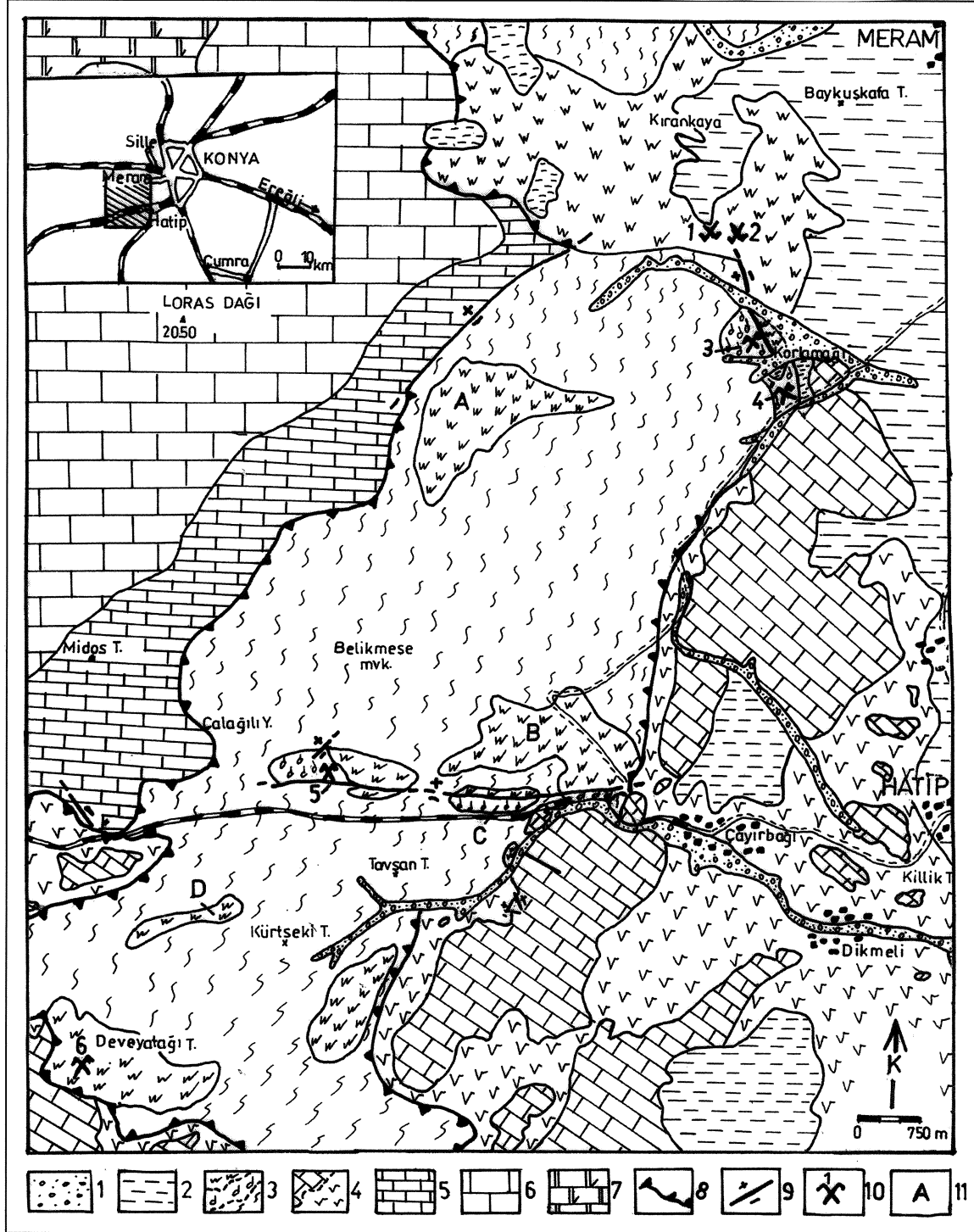
1-1). Stokverk damar genişlikleri yaklaşık 3 cm ile 20 cm arasında değişmektedir. Bu stokverk cevher yan kayacın ayrışması sonucu belirgin röliyef kazanmıştır. Bu tipe giren yataklar; Helvaeibaba, Kırıkaya, Keklikpınarı ile Argıt ve Koyakçı Tepe yatağının üst kesimleri ve zuhurlardan da Çayırbağı, Yurtyeri ve Araphasan zuhurlarıdır (Şekil 1).

Argıt tipi ise, Helvaeibaba tipine göre daha az ayrışmış, yeşilimsi serpantinler içerisinde, damar şeklinde ve çok az olarak da çok ince stokverkler şeklinde manyezit içermektedir (Levha 1-2). Türkiye ve dünyadaki diğer benzer yataklarda olduğu gibi, damar manyezitin bulunduğu yerlerde yankayaç alterasyonu, dar bir alanla sınırlı iken, stokverk manyezitlerin bulunduğu yerlerde yankayaç alterasyonu her tarafa yayılmıştır. Bunun nedeni ise, kırık yoğunluğuna bağlı olarak cevherleşmeyi sağlayan suların yan kayaya nüfuz edebilme derecesidir. Üst kısımlar (stokverk) daha sık kırıklı olduğundan cevherleşmeyi sağlayan çözeltiler yankayaç hemen hemen tamamını katederek dolaşmakta ve yankayaç çoğunu ayrıştırmakta, alt kısımlarda ise (damar) kırıklar daha aralıklı olduğundan çözeltilerin dolaştığı alan sınırlı kalmakta ve dolayısıyla ayrışma da sınırlı olmaktadır. Damarlar 10 cm ile 250 cm arasında, ince stokverkler ise, kılcaldan bir kaç cm'ye kadar değişen genişlikler sunmaktadır. Bu tipe giren yataklar; Argıt ve Koyakçı Tepe yatağının alt kesimleri ile Kozağaç yatağı ve Toppmar zuhurudur (Şekil 1).

Helvaeibaba tipi stokverk cevher üst kısımlarda olup, çeşitli yönlerde oluşan eklem sistemlerine bağlı olarak gelişmiştir. Helvaeibaba tipi yataklarda yatay konumlu, devamlılığı fazla olan ve taşınma sırasında itilmelerden dolayı bükülmüş olan oluk şeklinde damar cevhere de rastlanmaktadır. Helvaeibaba tipinin kök zonu durumunda olan Argıt tipi damar manyezit ise, büyük kırık ve faylara bağlı olarak gelişmiştir. Stokverk cevherin altında bulunması gereken damar şeklindeki cevher, Argıt yatağında olduğu gibi cevherleşme sonrası bir faylanma ile yan yana gelebilmektedir. Damar cevherler genellikle birbirine paralel olup, Argıt ve Kozağaç yataklarında KD, Koyakçı Tepe yatağı ve Toppmar zuhurunda KB yön hakimdir.

Ultrabazik kayalar ve serpantin alterasyonu ile açığa çıkan SiO<sub>2</sub> (kuvars), manyezit içerisindeki çatlaklara yerleşmiştir. Bazı yataklarda silis oldukça fazla olup, çapı 5-6 cm'ye varan yumrular şeklinde

## ÇAYIRBAĞI - MERAM MANYEZİTLERİNİN KÖKENİ ÜZERİNE



Şekil 1: Çayırbağı-Meram (Konya) bölgesinin jeolojik ve yer buldum haritası. 1.Alüvyon (Kuvaterner); 2.Dereköy fm. (O. Miyosen-A. Pliyosen); 3.Çayırbağı ofiyoliti (Ü. Kretase-A. Paleosen);W;Stokverk manyezit içeren serpantinit, d:Damar manyezit içeren serpantinit, S:Steril serpantinit; 4.Hatip ofiyolitli karmaşığı (Ü. Maastrichtiyen); 5.Midostepe fm. (A. Ü. Kretase); 6.Loras fm. (O. Triyas-Ü. Jura); 7.Ardıçlı fm. (L. Triyas); 8.Bindirme; 9.Eğim atımlı fay; 10.Manyezit yat.(1. Helvacıbaşa, 2. Kirankaya, 3. Argıt, 4. Kozağaç, 5. Koyakçı T., 6. Keklikpınarı). 11.Manyezit zuhurları (A. Yurtyeri, B. Çayırbağı, C. Toppınar, D. Araphasan).

Şekil 1: Çayırbağı-Meram (Konya) bölgesinin jeolojik ve yer buldum haritası. 1.Alüvyon (Kuvaterner); 2.Dereköy fm. (O. Miyosen-A. Pliyosen); 3.Çayırbağı ofiyoliti (Ü. Kretase-A. Paleosen);W;Stokverk manyezit içeren serpantinit, d:Damar manyezit içeren serpantinit, S:Steril serpantinit; 4.Hatip ofiyolitli karmaşığı (Ü. Maastrichtiyen); 5.Midostepe fm. (A. Ü. Kretase); 6. Lor as fm. (O. Triyas-Ü. Jura); 7.Ardıçlıfm. (L. Triyas); 8.Bindirme; 9.Eğim atımlı fay; 10.Manyezit yat.(1. Helvacıbaşa, 2. Kirankaya, 3. Argıt, 4. Kozağaç, 5. Koyakçı T., 6. Keklikpınarı). 11.Manyezit zuhurları (A. Yurtyeri, B. Çayırbağı, C. Toppınar, D. Araphasan).

ve kılcaldan bir kaç cm'ye varan genişliklerde damarcıklar şeklinde görülmektedir. Bu silis elle ayıklamak suretiyle manyezitten temizlenmeye çalışılmaktadır. Ayıklama sonunda silisi düşürülmeyen yataklar terk edilmektedir.

İnceleme alanında manyezitler tek aşamada değil, birbirini takip eden bir kaç evrede oluşmuştur. Bu şekilde düşünülmesinin nedenleri;

- 1- Birbirini kesen damarlar ve renk değişimi
- 2- Asıl manyezitleşme sonrası fay zonlarma yerleşen manyezitlerin varlığı
- 3- Breşik manyezitlerin bulunmasıdır.

İlk oluşan manyezitler gerek stokverk, gerekse damar şeklindekiler olsun, sonradan oluşan ve onları kesen damarlardan daha kalındır. Ayrıca ikincil olanların bazılarında demirli getirimler nedeniyle kırmızımsı renk hakimdir.

Manyezitleşme öncesi oluşan faylanmalar ve kırıklar çoğunlukla ilk aşamada oluşan manyezit tarafından doldurulmuştur. Bu aşamadan sonra da faylanmalar, kırılmalar olmuştur. Bu tür faylanmalar sonucunda bazı manyezit damarları breşleşmiştir. Ancak bu fay ve kırıkların çoğu cevhersizdir. Sadece büyük fay zonlarında ve bazı kırıklarda önemsiz sayılabilecek kalınlıklarda ikincil manyezitler bulunmaktadır. Dolayısıyla manyezitleşme öncesi oluşan kırıklar cevherleşme bakımından önem taşıırken, sonradan oluşan kırıkların pek çoğu, asıl manyezitleşme faaliyetleri tamamlandığından cevher tarafından doldurulamayıp, önemsiz oluşumlar şeklinde kalmıştır.

Breşik manyezitler, en az iki aşamada manyezit oluşumunun varlığını kanıtlayan özellikler sunmaktadır. İlk oluşan beyaz renkli manyezit breşlerini içine alan ikincil, pembe renkli manyezitler bulunmaktadır (Levha 1-3). Ayrıca ilk oluşan cevher damar ve damarcıklarını kesen ve breşleşmiş serpantin çakıllarını içine alan ikincil manyezitlerin varlığı da belirlenmiştir.

İlk oluşan manyezitler sert, konkoidal kırılmalı iken, ikincil manyezitler silis yokluğunda yumuşak ve kolay ufalanabilir durumdadır. Ayrıca ilk oluşan manyezitlerde itilmeden, taşınmadan dolayı meydana gelmiş sürtünme, kayma izleri gelişmiştir. İnceleme alanında Helvacıbaşa ve Argıt tiplerinden ayrı olarak ve küçük bir alanda gözlenen, büyük

olasılıkla yüzeysel koşullarda birincil manyezitin yeniden hareketlenmiş Neojen'de oluşmuş genç manyezitler de bulunmaktadır. Korlamağı'nda görülen manyezitler, kahverenkli, yumuşak, ince damarcıklar veya yumrular şeklinde Miyosen-Pliyosen yaşlı çökeller arasında bulunmaktadır.

#### Manyezitlerin Mikroskopik Özellikleri

Ultrabazik kayalara bağlı olarak oluşan tüm manyezitler gibi incelenen manyezitler de, tane sınırları belli olmayacak kadar ince kristallidir. Mikroskopta ölçülebilen en büyük kristal boyutu, 75 µ'dur. Manyezitlerde stokverk ve breşik doku mikroskopik olarak da belirlenmiştir (Levha 1-4,5). Burada ikincil manyezit, birincil manyezit parçalarını içine almış durumdadır. Manyezitlerin zayıf kısımlarında gelişmiş, manyezitten daha iri kristalli olması ile ayrılabilen kalsitler bulunmaktadır (Levha 1-6). Yine manyezitin kırıklarına yerleşmiş kuvars mevcuttur (Levha 1-7). Bunlar serpantinlerin ayrışması sonucu ortaya çıkan ikincil kuvarslardır. Bu ikincil kuvarsların yanında manyezit oluşumu ile eş zamanlı kuvars oluşumları da söz konusudur. Manyezitin yanında, kuvars ve kalsitten başka serpentine rastlanmıştır. İnceleme alanındaki bütün yatak ve zuhurların, yan kayaç özellikleri, oluşum koşulları, oluşum şekli ve yaşı, kaynağı aynı olduğundan, bütün manyezit örneklerinde benzer özellikler gözlenmiştir.

#### Manyezitlerin Jeokimyasal Özellikleri

Çalışma alanındaki yatak ve zuhurlardan düzenli olarak derlenen 106 adet manyezit örneğinden majör oksit analizleri, 10'unun da ICP analizleri yaptırılarak jeokimyasal özellikler ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Düzenli olarak yanal ve tabandan tavana doğru alınmış olan örneklerin majör oksit analiz sonuçları birbirleriyle karşılaştırıldığında, değerlerde düzenli ve belirgin bir farklılığın olmadığı, sonuçların genelde birbirine yakın olduğu saptanmıştır. Fakat, MgO oranı, özellikle SiO<sub>2</sub>'nin artışına bağlı olarak düşme göstermektedir. Ancak bazı yataklarda belirli noktalarda SiO<sub>2</sub> oranlarında büyük artışlar söz konusudur. Örneğin Helvacıbaşa yatağında bazı kademelerde SiO<sub>2</sub> oranı % 16.46'ya, Koyakçı Tepe yatağına ait bir kademede ise SiO<sub>2</sub> oranı % 12.26'ya yükselmektedir. Bunlar dışında yer yer % 6, 7, 8, gibi yüksek değerlere de rastlanmaktadır. Bu yüksek

## ÇAYIRBAĞI - MERAM MANYEZİTLERİNİN KÖKENİ ÜZERİNE

değerlere sahip olan örnekler, fay gibi zayıflık zonlarına yakın olan yerlerden alınan örneklerdir. Dolayısıyla bu zayıflık zonları boyunca ikincil silis getirimi söz konusu olabilir. Yine Koyakçı Tepe yatağında fay hattına yakın olarak alınan iki örnekte CaO 11.80, 9.48 gibi oldukça yüksek değerlere ulaşmıştır. Bu yükseliş de yatağın hemen altında bulunan kireçtaşlardan, fay boyunca Ca getirimine bağlanabilir. Majör oksit analizleri, her bir yatak için kademe kademe yapıldığından çok fazla yer kaplayacağı için yatak ve zuhurların majör oksit değerlerinin ortalamaları alınarak burada verilmiştir (Çizelge 1).

Çizelge 1: İncelenen yataklara ait manyezit cevherlerinin majör oksit analiz sonuçlarının ortalama değerleri.

Table 1: Major oxide analysis of magnesite ores from the studied deposits.

Yataklar	Değeri %	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Ateş Kaybı
Helvacıbaşı	Min.	39.29	0.98	0.08	0.13	0.12	43.30
	Max.	47.59	16.46	0.20	0.40	0.00	51.77
	Ort.	45.87	4.41	0.12	0.22	0.39	48.80
Kırankaya	Min.	43.35	0.96	0.03	0.04	0.12	45.01
	Max.	47.77	9.44	0.08	0.12	0.08	51.00
	Ort.	46.00	5.00	0.06	0.07	0.61	48.35
Argıt	Min.	45.51	0.88	0.16	0.13	0.18	48.05
	Max.	47.46	3.67	0.13	0.22	0.71	51.16
	Ort.	46.74	2.20	0.09	0.17	0.86	50.08
Koz Ağaç	Min.	46.50	1.93	0.05	0.13	0.68	49.85
	Max.	47.20	2.55	0.09	0.18	0.73	49.98
	Ort.	47.01	2.13	0.07	0.15	0.70	49.93
Koyakçı Tepe	Min.	34.31	0.45	0.05	0.12	0.41	45.18
	Max.	47.42	12.26	0.17	0.27	0.80	51.77
	Ort.	44.15	5.47	0.11	0.18	0.08	48.22
Keklik Pınarı	Min.	44.60	0.35	0.03	0.08	0.34	45.93
	Max.	47.63	8.21	0.10	0.42	0.84	51.50
	Ort.	46.25	3.73	0.07	0.17	0.52	49.47
Çayırbağı	Min.	46.72	3.23	0.05	0.34	0.57	48.66
	Max.	46.89	3.50	0.10	0.42	0.65	48.87
	Ort.	46.81	3.37	0.08	0.38	0.61	48.76
Top Pınar	Min.	46.10	2.85	0.03	0.18	0.34	49.53
	Max.	47.07	3.20	0.05	0.26	0.42	49.97
	Ort.	46.59	3.03	0.04	0.22	0.38	49.75
Arap Hasan	Min.	45.15	3.55	0.03	0.13	0.41	49.64
	Max.	46.20	3.68	0.06	0.17	0.43	50.55
	Ort.	45.68	3.62	0.05	0.15	0.42	50.10
Yurt Yeri	Min.	45.73	2.98	0.06	0.17	0.58	49.71
	Max.	46.42	3.65	0.08	0.22	0.63	49.77
	Ort.	46.08	3.32	0.07	0.19	0.61	49.74
Korlamağı	Ort.	44.19	4.18	0.18	0.82	0.62	47.90

Sedimenter oluşum olan Korlamağı manyezitlerinin kimyasal analiz sonuçlarının da, diğer manyezitlerden çok farklı olmadığı görülmüştür (Çizelge 1). Sadece CaO değeri, diğerlerinden fazladır. Bu da, içinde yer aldığı Neojen çökeller arasındaki kireçtaşlardan kaynaklanmaktadır (Tuncay, 1998).

Çizelge 2'de verilen ICP analiz sonuçlarına bakıldığında, damar tipi manyezitlerde Cu, Zn, Ba gibi hidrotermal kökenli olması muhtemel element içerikleri, stokverk tip manyezitlere göre daha yüksektir. Bunun yanında, Mn da stokverk tip manyezitte daha yüksektir.

Bu durum, iki şekilde açıklanabilir:

1- Damar tipi manyezitler stokverk tipe göre, daha çok asandan, Stokverk tip manyezitler damar tipine göre, daha çok dessandan, oluşum söz konusudur.

(Burada asandan kelimesi ile, derine inen yüzey sularının ısınarak tekrar yükselmesi ile oluşum, dessandan kelimesi ile de yüzey suları ile oluşum anlatılmaktadır.)

2- Hidrotermal eriyikler, yukarı çıkarken önce Sb, Cu, Zn, Ba gibi elementleri, daha soğuk üst kısımlarda da Mn'i çöktürmüştür.

Yan kayaç içerisinde bulunan Ni, Co daha çok, üst zonlarda yani stokverk cevher içerisinde artmaktadır. Bu durum; cevherli çözeltilerin üst zonları daha fazla ayrıştırarak (daha çok kırıklı olduğundan), çözünen Ni, Co'yu bünyesine almasına ve manyezitin içerisinde çöktürmesine bağlanabilir. Ni, Co'a göre daha hareketli olduğundan Ni içeriklerinde daha yüksek değerler görülmektedir.

### Manyezitlerin Oluşum Koşulları

Kriptonkristalen manyezitlerdeki magnezyumun kaynağı; serpantin, olivin, piroksen veya brusit gibi serpantin içindeki magnezyumca zengin bir mineral olarak kabul edilir. İnceleme alanındaki manyezit için, magnezyumun kaynağı serpantindir. Çünkü, serpantin dışındaki diğer minerallerden itibaren manyezit oluşumu için 100 °C'den daha yüksek ısılar gereklidir (Johannes, 1969). Oysa Konya manyezitlerinde izotop çalışmaları yapan Zedef (1994)'e göre manyezit oluşumu 80-100 °C arasında gerçekleşmiştir. CO<sub>2</sub>'nin kaynağı ise, ofiyolitlerin üzerine bindirdiği Midos Tepe formasyonuna ait kireçtaşlarıdır. Bu karbonatlı kayaçlar, bindirme sırasındaki sürtünmeden ileri gelen ısı artışı ile bir miktar su ve CO<sub>2</sub> çıkarırlar. Bunu, yüzeysel kökenli atmosferik CO<sub>2</sub> de desteklemiştir. Manyezitleşmeyi sağlayan sular; magmatik kökenli (juvenil) su, meteorik su veya vadoz su olabilir. Çalışma alanında manyezitleşmeyi sağlayan sular, meteorik ve vadoz

sulardır. Yüzey suları serpantinitin içerisindeki kırıklarda dolaşarak, kayaç içindeki magnezyumu çözmüş veya bu su derinlere inerek ısınmış olabilir. Bu şekilde ısınan su dolaştığı yerlerde Cu, Zn, Mn gibi elementleri çözerek içerisine almış ve tekrar yükselirken yine serpantinitin kırıkları içerisinde dolaşarak magnezyumu çözmüş ve içerisinde bulunan CO<sub>2</sub> ile birleşerek MgCO<sub>3</sub>'ü çöktürmüştür.

Çizelge 2: Çalışma alanındaki manyezit örneklerinin ICP analiz sonuçları.

Ör. No	Mo PP <sup>m</sup>	Cu PP <sup>m</sup>	Pb PP <sup>m</sup>	Zn PP <sup>m</sup>	Ag PP <sup>m</sup>	Ni PP <sup>m</sup>	Co PP <sup>m</sup>	Mn PP <sup>m</sup>	Fe%	As PP <sup>m</sup>	U PP <sup>m</sup>	Au PP <sup>m</sup>	Th PP <sup>m</sup>	Sr PP <sup>m</sup>	Cd PP <sup>m</sup>	Sb PP <sup>m</sup>	Bi PP <sup>m</sup>	V PP <sup>m</sup>
HB1/3	<2	3	<5	6	<0.5	76	4	186	0.08	<5	<10	<4	<2	14	<0.4	9	<5	<2
KP2/3	<2	3	<5	2	<0.5	104	5	175	0.14	<5	<10	<4	<2	<2	<0.4	7	<5	<2
ÇKT7/2	<2	2	<5	6	<0.5	61	<2	5	0.01	<5	<10	<4	<2	10	<0.4	8	<5	<2
A1	<2	6	<5	34	<0.5	23	<2	6	0.13	<5	<10	<4	<2	7	<0.4	9	<5	<2
N48	<2	4	<5	16	<0.5	51	2	25	0.09	<5	<10	<4	<2	9	<0.4	7	<5	<2

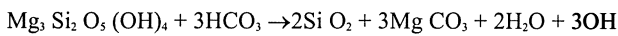
  

Ör. No	Ca%	P%	La PP <sup>m</sup>	Cr PP <sup>m</sup>	Mg%	Ba PP <sup>m</sup>	Ti%	Al%	Na%	K%	W PP <sup>m</sup>	Zr PP <sup>m</sup>	Sn PP <sup>m</sup>	Y PP <sup>m</sup>	Nb PP <sup>m</sup>	Be PP <sup>m</sup>	Sc PP <sup>m</sup>
HB1/3	0.48	0.004	<2	3	25.73	7	<0.01	<0.01	0.01	<4	<2	<2	<2	<2	<2	<1	<1
KP2/3	0.3	0.005	<2	19	27.2	11	<0.01	0.01	<0.01	<4	<2	<2	<2	<2	<2	<1	<1
ÇKT7/2	0.91	0.004	<2	4	23.05	10	<0.01	<0.01	0.01	<4	<2	<2	<2	<2	<2	<1	<1
A1	0.69	0.005	<2	10	24.57	32	<0.01	0.01	0.01	<4	<2	<2	<2	<2	<2	<1	<1
N48	0.31	0.004	<2	13	26.86	31	<0.01	0.01	<0.01	<4	<2	<2	<2	<2	<2	<1	<1

A1, N48- Damar manyezite ait örnekler. Diğer-leri - Stokverk manyezitine ait örnekler.

Magmatik kökenli (jüvenil) sular, çalışma alanı için söz konusu değildir. Çünkü, manyezit oluşumu esnasında bölgede herhangi bir magmatik faaliyet olmamıştır. Bölgedeki en genç volkanizma Orta Miyosen'de gerçekleşmiştir. Dolayısı ile bu volkanizma, ilk manyezit oluşumunu etkilememiştir. Ancak küçük bir olasılıkla, birincil manyezit oluşumundan sonra gelişen ve birincilleri kesen manyezit ile asıl manyezitleşme sonrası fay zonlarında gelişen ikincil manyezit oluşumunu etkilemiş olabilir.

Ultramafiklere bağlı manyezit yatakları için, yan kayaç içindeki MgO'in zamanla, gerek yüzey sularının, gerekse volkanik kökenli ve derine inerek ısınan suların içlerinde bulunan CO<sub>2</sub> ile reaksiyona girerek j el haline gelen magnezyum karbonatın çatlak zonlarını doldurması ile oluşum genel olarak kabul edilir. Konya manyezitlerinin çökeltim reaksiyonu, serpantinleşme sonrası (Serpantinitten itibaren) alterasyona uygun olarak gelişmiştir.



↓                                ↓                ↓

serpantin                                kuvars      manyezit.

Bölgedeki manyezit yataklarından alınan örneklerin incelenmesi sonucu manyezit-kuvars-kalsit ve manyezit-serpantin birliği belirlenmiştir. Ancak buradaki kalsit ikincil, kuvars birincil ve ikincil (manezite göre), serpantin ise, manyezitleşme öncesi gelişen serpantindir. Bu birlik MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> sisteminin bir elamanıdır ve oluşumları, sıcaklık ile birlikte ortamın CO<sub>2</sub> mol fraksiyonuna

Table 2: ICP analysis results of the magnesite samples in the study area.

(XCO<sub>2</sub>=nCO<sub>2</sub>/nCO<sub>2</sub>+nH<sub>2</sub>O) ve sıvı basıncına bağlıdır. Johannes (1969)<sup>f</sup>a göre bu birliklerin oluşumu için 300°C'den düşük sıcaklık ve düşük XCO<sub>2</sub> koşulları yeterlidir.

Bölgedeki manyezitlerle birlikte talkın olmayışı dikkate alındığında, manyezitlerin oluşum ısısının 300°C'den daha düşük ısılarla olması gerekir. Çünkü ısı artması ile birlikte manyezit-kuvars birliğinin yerini serpantin-talk alacaktır. Johannes (1969), talkın olmayışını, 300°C'den daha az mineralizasyon ısısı ve % 4'den daha az CO<sub>2</sub> içeren bir sıvıdan çökeltim olmasına bağlamaktadır. Buna göre talkın olmayışı nispi olarak, düşük oluşum ısısını göstermektedir.

### Manyezitlerin Kökeni ve Oluşum Zamanları

Kaaden (1964), Konya-Merem bölgesindeki manyezit yataklarında yaptığı incelemelerinde, stokverk ve damar şeklindeki bu yatakların Tersiyer volkanlarından çıkan termal sular vasıtasıyla serpantin alterasyonu ile meydana geldiğini kabul etmektedir. Cevherin derinlerde (stokverk cevherin altında) ortaya çıkan damar şeklindeki yataklanması ve bu damarlarda Cu, Zn, Ba gibi elementlerin artması,

## ÇAYIRBAĞI - MERAM MANYEZİTLERİNİN KÖKENİ ÜZERİNE

hidrotermal kökenli cevherleşmeye uygun düşmektedir. Ancak bu etkilerin yanında, ofiyolit napları altındaki kireçtaşlardan sürtünme sırasında ortaya çıkan CO<sub>2</sub>'li sular ve yüzeysel kökenli sular da söz konusudur.

Bu iki değişik kökene bağlı CO<sub>2</sub>'li sular, ultramafik kayaların Mg<sup>2+</sup> iyonunu çözerek, derinde büyük kırıklara bağlı olarak damar; yüzeğe yakın kısımlarda da, çatlak sistemlerine bağlı olarak stokverk cevherin çökmesini sağlamıştır. Çalışma alanı içerisinde üç değişik manyezit oluşumu söz konusudur. Bunlardan birincisi; ilk oluşan damar ve stokverk tipi manyezitlerdir. Bu manyezitler, Çayırbağı ofiyolitinin bölgeye yerleşmesi sırasında oluşmaya başlamış ve Eosen öncesinde oluşumunu tamamlamış olan manyezitlerdir. Çünkü, bölgedeki Neojen (Orta Miyosen-Pliyosen) yaşlı Dereköy formasyonuna ait taban konglomeraları içerisinde ve Yunak bölgesinde bu formasyonla denestirilen Eosen-Alt Miyosen yaşlı birim içerisinde manyezit çakıllarının bulunması (Yeniöl, 1979), Eosen öncesi bir manyezit oluşumunun varlığını göstermektedir. Birincil olarak oluşan bu manyezitler, genelde sert, konkoidal kırılmalı ve taşınma sırasındaki sıkışmalara bağlı olarak yer yer kayma izleri gösteren bloklanmalara sahiptirler.

İkincisi; sonradan oluşan manyezitlerdir. Bunlar incelenen manyezit yataklarında ilk oluşan manyezit damar ve damarcıklarını kesen ve birincillere göre silis yokluğunda oldukça yumuşak, çekiç darbesiyle kolayca dağılabilen özelliktedir. Bu ikincil manyezitlere, bazı kesimlerde ilk manyezit oluşumu sonrasında gelişen fay zonlarında da rastlanılmaktadır. Bu oluşumun yaşı tam olarak bilinmemekle beraber, ofiyolit yerleşiminden sonra yani Üst Maastrihtiyen-Alt Paleosen sonrası oluştuğu söylenebilir.

Üçüncü oluşum ise, çalışma alanında, Korlamağı mevkiinde gözlenen, büyük bir olasılıkla yüzeysel koşullarda, mevcut manyezitin yeniden hareketlenmesiyle oluşmuş, Neojen (Miyosen) yaşlı manyezitlerdir (Tuncay, 1998). Bu manyezitler, diğerlerinden farklı olarak Neojen çökeller içerisinde küçük yumrular ve çok ince damarcıklar şeklindedir. Bu tür manyezitler, oldukça yumuşak ve kahverengimsi, kirli beyaz renklindedir. Bütün bunlar birlikte değerlendirildiğinde manyezit oluşumu, bize göre üç safhada oluşmuş ve bu oluşum, ofiyolit bölgeye yerleşmesi sırasında, yani Üst Kretase sonlarında başlayıp, Miyosen'de devam etmiş ve hatta günümüzde de devam etmektedir (Tuncay, 1998).

## SONUÇLAR VE ÖNERİLER

İnceleme alanındaki manyezitlerin stokverk şekilli olanları Helvacıbabası tipi, damar şekilli olanları Argıt tipi olarak adlandırılmıştır. Argıt tipi cevher, Helvacıbabası tipi cevherin altında bulunmaktadır. Bu iki tip cevherleşme dışında kalan ve sadece küçük bir alanda gözlenen yumru ve ince damarcıklar şeklinde Miyosen yaşlı manyezitler de bulunmaktadır.

Damar tipi manyezitlerde, Sb, Cu, Zn, Ba gibi elementlerin stokverk tipi manyezitlere oranla fazla olduğu görülmüştür. Manyezit içerisinde bu elementlerin varlığı, manyezit oluşumunda hidrotermal kökenin etkili olduğunu göstermektedir. Yan kayaç içerisinde bulunan elementlerden Cr, her iki tip manyezitte farklılıklar sunmazken, Ni-Co, stokverk tip manyezitlerde artmaktadır. Bu fazlalığın nedeni; eriyiklerin daha fazla kırıklı olan üst zonlardaki serpantiniti, daha fazla ayrıştırması ve ayrışma sırasında mobilize olan Ni-Co'ı daha fazla bünyesine alarak manyezit içerisinde (kristal kafes yapısı içerisinde) çöktirmesidir. Manyezit oluşumunu denetleyen CO<sub>2</sub>, altta bulunan karbonatlı kayaçların metamorfizması sonucu ortaya çıkan CO<sub>2</sub>'tir. Ancak bunu atmosferik kökenli CO<sub>2</sub> ve sular da desteklemektedir.

Bölgede bulunan manyezitler birincil ve ikincil manyezitler olarak ikiye ayrılmıştır. Bu manyezitlerin oluşumu, Üst Kretase sonlarında ofiyolit yerleşimi ile başlamış günümüze kadar devam etmiştir. Bölgedeki manyezit yatak ve zuhurları tenor bakımından ele alındığında, Helvacıbabası ve Kırankaya'da SiO<sub>2</sub> oranları yüksek olurken, diğerlerinde düşük olmaktadır. Ancak, bu iki yatak bölgedeki en büyük rezerve sahiptir. Bu nedenle, bu yatakta açılan ocakların kuzey ve kuzeydoğu kısımları dikkatli olarak incelenmiştir. Bu inceleme sonucunda işletmeye uygun tenor değerleri bulunmuştur. İşletilen yatakların mevcut rezervlerinin bitmesi durumunda, Helvacıbabası ocağının kuzey ve kuzeydoğu kısımlarından sonra ilk açılacak ocak, Yurtyeri ve Çayırbağı zuhurunda olmalıdır. Çünkü bu iki zuhur da, tenorun işletmeye uygun olması yanında, rezervleri açısından büyüktür.

## EXTENDED SUMMARY

The units which are found within the study area in Menderes-Toros Zone begin with Lower Triassic age Ardiçlı formation which overlies the Paleozoic disconformably at the base. The overlying formations are, in turn, Middle Triassic age Loras limestone, Berriasian-Maastrichtian age Midos Tepe formation. Hatip ophiolitic complex made of limestone, diabase, radiolarian blocks with serpentinite matrix thrust over these units technically. Çayırbağı ophiolite which rest on Hatip ophiolitic complex is also found as a thrust block in the region. All these units are covered by Neogene age units disconformably. Çayırbağı ophiolite which includes magnesites within the study area is seen as a nappe in the region. The unit has been formed of generally green, in places brown, serpentinitized, rather fractured peridotite (dunite, harzburgite). Since this ophiolite include the magnesite under investigation, is important and has been studied in three different headings seperately: barren " serpentinite (less altered serpentinite), magnesite-bearing serpentinite (altered serpentinite), and silicified serpentinite.

Barren serpentinite has been exposed extensively in the study area. This unit is, in general, hard, green coloured, and has apolished appearance. Since subjected to tectonic movements has been gained a fractured structure. Is found below the magnesite-bearing serpentinite and is easily recognized by its colour, absence of magnesite or in lesser amounts.

These are found on top of basement serpentinites; are yellowish brown and brown coloured, in general, are limonitized, incompetent and brittle. This serpentinites in the study area, relative to underlying barren serpentinite, is less exposed. This is the uppermost serpentinite consist of lateritic sections formed by the alteration of the ultrabasic rocks. The excess silica formed during the alteration infiltrates the rock through the fractures in the upper levels and sometimes make the wallrock completely silicified. So results with the completely silicified serpentinites and reddish brown serpentinites coloured by the iron-bearing minerals found in the fluids.

Although may contain some magnesite these silicified formations called as "silica cap" due to their magnesite grade and existing silica is not economic. With its reddish and brownish colours this easily recognised unit, outside the silicified sections, is not

hard, is friable and soft. Within the peridotitic rocks exist in Çayırbağı ophiolite chromite and, in lesser amounts are observed as opaque minerals.

Magnesites were began to form after the emplacement of ophiolites in the late Upper Cretaceous, and continued in Miocene even to date. Serpentinites including magnesite which is the subject of this study and barren serpentinites make up Çayırbağı ophiolite altogether. In the microscopic study of these serpentinites iddingsite, crysotile, bastite and olivine relicts result of serpentinitisation together with enstatite have been observed. Besides these minerals, chromite and magnetite are found as opaque minerals in these rocks.

The magnesites, which are found as a result of alteration of the serpentinites, have a cryptocrystalline texture. In thin sections of some collected samples quartz, which can be observed macroscopically, is also encountered. This quartz is secondary when correlated with magnesite. There are also secondary calcifications and serpentinitisations in addition to quartz.

Magnesites are classified primary and secondary which cut across the primary ones. While primary magnesites are harder with conchoidal fracturing, secondary magnesites are softer due to the absence of silica.

The formation of magnesites commence with the emplacement of the ophiolites (Upper Cretaceous) in the region and are also continuing to date. After the thrust of ophiolites over the underlying carbonate rocks a temperature increase is seen and this event led to the seperation of CO<sub>2</sub>. Besides this, CO<sub>2</sub>-bearing waters of hydrothermal origin are also effective in magnesite formation. The waters which include this CO<sub>2</sub> by circulating upwards along the fractures within the serpentinites alter it and mobilise Mg<sup>2+</sup> ion. Waters transporting CO<sub>2</sub> combining with Mg<sup>2+</sup> ion from veins along fractures and deposit stockwork ore in between small fractures.

## ÇAYIRBAĞI - MERAM MANYEZİTLERİNİN KÖKENİ ÜZERİNE

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Johannes, W., 1969. Siderit-Magnesit mischkristallbildung im system  $Mg^{2+}$ - $Fe^{2+}$ - $CO_3^2$ - $Cl_2$ - $H_2O$ . Contr. Mineralogy and Petrology., 21,311-318.
- Kaaden, G., 1964. Konya ve Eskişehir yakınlarındaki manyezit zuhurlarının prospeksiyonu. M.T.A. rapor No: 3451.
- Özcan, A., Göncüoğlu, C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. ve Işık, A., 1990. Konya-Kadınhanı-İlgin dolayının temel jeolojisi. M.T.A. rap. no: 9535.
- Tuncay, A., 1998. Çayırbağı-Meram (Konya) manyezitlerinin jeolojik, mineralojik ve ekonomik özelliklerinin araştırılması. İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 167 s.
- Yeniyol, M., 1979. Yunak (Konya) dolaylı manyezitlerin oluşum sorunları, değerlendirilmeleri ve yöre kayaçların petrojenezi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Doktora Tezi, 175 s.
- Zedef, V., 1994. Origin Of Magnesite In Turkey, A Stable Isotope Study. University of Glosgow. 175s (Doktora tezi, yayımlanmamış).

---

Makalenin geliş tarihi: 14.04.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 06.03.2000

*Received April 14, 1999*

*Accepted March 06, 2000*

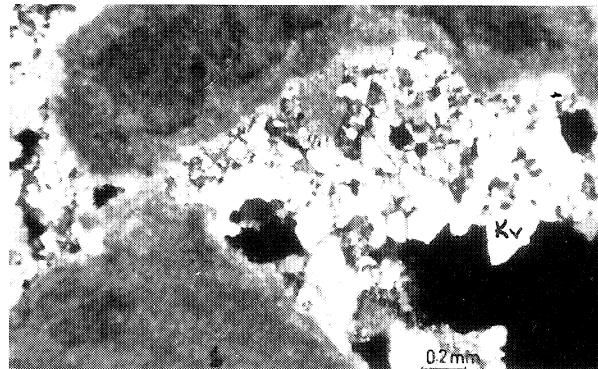
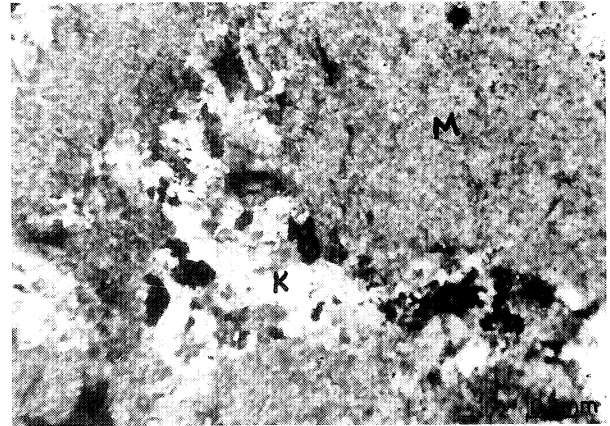
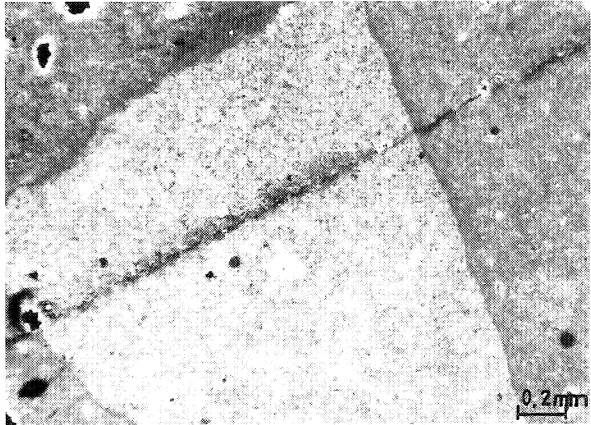
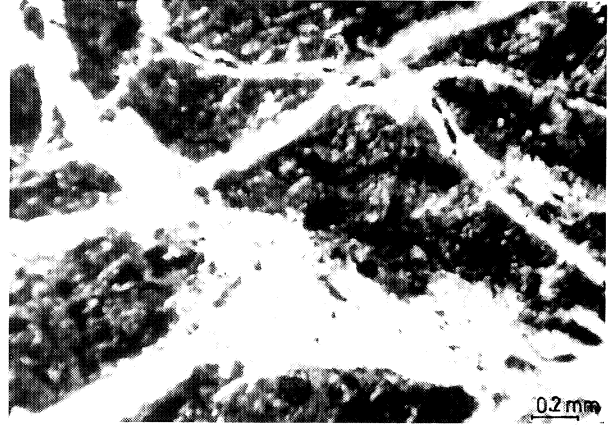
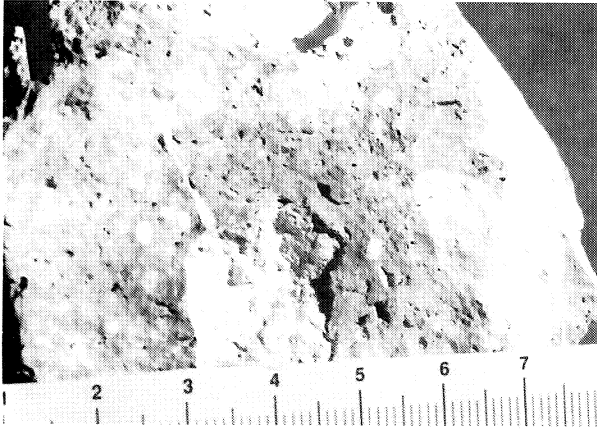
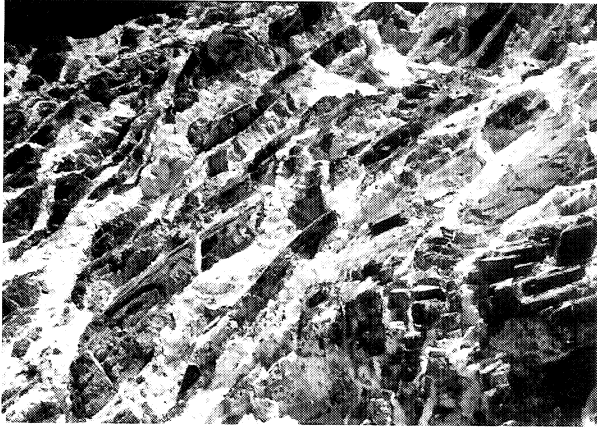


## LEVHA I

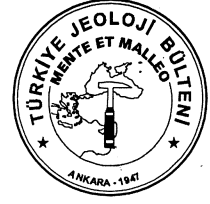
## PLATE I

1. Helvacıbaşa yatağında, stokverk manyezit.
2. Argıt yatağında, damar manyezit.
3. Breşik cevher.
4. Stokverk dokulu manyezit.
5. Breşik dokulu manyezit.
6. Manyezitin zayıflık zonlarında gelişen kalsit kristalleri (K: kalsit, M: manyezit).
7. Manyezit içerisindeki makaslama çatlaklarında gelişen ikincil kuvars kristalleri (Kv: kuvars).

- 1- *The stockwork magnesite in the Helvacıbaşa deposit.*
- 2- *The vein magnesite in the Argıt deposit.*
- 3- *Breccia ore.*
- 4- *Magnesite with stockwork texture.*
- 5- *Magnesite have a breccia texture.*
- 6- *Calcite crystals in the weakness zones of the magnesite (K: calcite, M: magnesite).*
- 7- *Secondary quartz crystals in the shear fractures within the magnesite (Kv: quartz).*







## Geç Jura Yaşlı Karbonat Platformunun Litofasiyes Özellikleri ve Evrimi, Uluçayır Yöresi (Bayburt, Doğu Pontidler)

### *Lithofacies Features and Evolution of the Late Jurassic Carbonate Platform, Uluçayır Area (Bayburt, Eastern Pontides)*

M. Ziya KIRMACI KTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

#### Öz

Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları Doğu Pontidlerde yaygın olarak yüzeylemektedir; Uluçayır (Bayburt) yöresinde, Geç Jura yaşlı kısmı yüzeyleyen bu karbonatlar altı farklı litofasiyede gelişmiştir. Bu litofasiyeler alttan üste doğru: 1- Erken Jura yaşlı çökeller üzerine uyumlu olarak gelen ve kıyıya yakın, transgresif özellikli ve karadan türeme kırıntı girdisinin etkin olduğu bir şelf ortamında çökelmiş olan kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi; 2- Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi ile kısmen yanall geçişli olan ve karadan türeme kırıntı girdisinin olmadığı yüksek enerjili sığ bir şelf ortamında çökelmiş olan kabataş litofasiyesi; 3- Kara ile bağlantısı olmayan bir denizaltı yapısal yükselti üzerinde çökelmiş olan pelajik oolitic tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi; 4- Maksimum su derinliğinin ışık zonu ile sınırlı olduğu bir denizaltı yapısal yükselti üzerinde çökelmiş olan istiftaşı litofasiyesi (kondanse pelajik kireçtaşı istifi); 5- Kondanse pelajik kireçtaşı istifi üzerine kısmen uyumsuz olarak gelen ve yüksek enerjili sığ bir şelf ortamında çökelmiş olan oolitic tanetaşı litofasiyesi; ve 6- Sığ ve yüksek enerjili bir şelf ortamında (olasılıkla resif gerisi) çökelmiş olan intraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi şeklinde bir dizilim gösterir. Uluçayır (Bayburt) yöresinde, platform karbonat istifin düşey yönde böyle farklı litofasiyelerde gelişmiş olması öncelikle çökme ortamında ve çökme koşullarında meydana gelen değişikliklerin bir sonucudur. Bu değişikliklerin meydana gelmesinde tortulaşma ile eş yaşlı gerilmeli tektonik hareketler birinci derecede rol oynamıştır. Deniz seviyesindeki göreceli değişimler ve epirojenik hareketler ise, çökme koşullarının belirlenmesinde etkili olmuştur.

**Anahtar Kelimeler:** Bayburt, Doğu Pontidler, Karbonat platformu, Litofasiyes, Uluçayır yöresi,

#### Abstract

*Late Jurassic-Early Cretaceous platform carbonates crop out widely in the Eastern Pontides. The platform carbonates in the Uluçayır (Bayburt) area, where only Late Jurassic section of these carbonates is present, have six different lithofacies. These are from base to top: 1- sandstone-sandy limestone lithofacies overlying conformably the Early Jurassic aged sediments, deposited in a near-shore shelf environment with effective terrigenous clastic input, 2- rudstone lithofacies, partly laterally grading into the sandstone-sandy limestone lithofacies, deposited in a high energy shelf environment with no terrigenous clastic feed, 3- pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies deposited on a sea-floor structural high with no connection with land, 4- packstone lithofacies (condensed pelagic limestone sequence) deposited on a sea-floor structural high with a maximum water-column depth limited by the base of the photic zone, 5- oolitic grainstone lithofacies overlying partially unconformably the condensed pelagic limestone sequence and deposited in a high-energy shelf environment, and 6- intraclast grainstone-packstone lithofacies deposited in a shallow, high-energy shelf environment, probably back reef environment. In the Uluçayır (Bayburt) region, the presence of these different lithofacies in the platform carbonate sequence is due mainly to the changes in depositional environments and conditions, resulted primarily by extensional tectonic movements contemporaneous with sedimentation. Relative sea-level changes and epirogenic movements were effective in changes in the depositional conditions.*

**Key Words:** Bayburt, Eastern Pontide, Carbonate platform, Lithofacies, Uluçayır area,.

## GİRİŞ

İncelemenin konusunu oluşturan, Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları, Berdiga kireçtaşı (Kırmacı, 1992), Doğu Pontidlerde geniş bir yayılıma sahiptir. Uluçayır (Bayburt) yöresinde, Geç Jura yaşlı kısmı yüzeylenen bu karbonatlar genelde yanal ve düşey yönde, gel-git üstünden derin deniz ortamlarına kadar olan değişik çökel ortamlarını yansıtan farklı litofasiyelerde gelişmiştir (Taşlı, 1990; Kırmacı, 1992).

Bu makalenin amacı, Uluçayır (Bayburt) yöresinde yüzeyleyen Geç Jura yaşlı platform karbonatların litofasiyes özelliklerini ve bu litofasiyelerin çökmesinde etkili olan sedimentolojik ve tektonik olayların belirlenmesini ortaya koymaktır. Bu amaçla, inceleme alanındaki platform karbonatların farklı kesimlerindeki yüzeylemelerinden ayrıntılı stratigrafik kesitler ve bunlara bağlı olarak da ayrıntılı sistematik örnekler alınmıştır (Şekil 1). Arazi gözlemleri ve alman örneklere ait mikroskobik incelemeler sonucunda, söz konusu karbonatların yanal ve düşey yönde ne tip bir litofasiyes gelişimine sahip oldukları, bu litofasiyelerin hangi çökel ortamında çökeldikleri ve bu çökel ortamlarının gelişiminden sorumlu olan ana olayların neler olduğu sorusuna yanıt aranmıştır.

## GENEL JEOLJİ

İncelene alanındaki temel kayaları Paleozoik metamorfizmaları oluşturur (Şekil 2). Kopuzsuyu ucresi civarında dar bir alanda yüzeyleme veren bu kayalar kuvarsit mercekleri içeren şistlerden meydana gelir (Özer, 1984).

Genel olarak kumtaşı, silttaşı, marn, andezitik ve bazaltik lav ve piroklastların ardalanmasından oluşan Erken Jura yaşlı volkano-tortul seri, temel kayalar üzerine açısal uyumsuzlukla gelen ilk Mesozoyik tortulardır. Bu dönemdeki gerilmeli tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen yer yer birbirinden bağımsız, farklı boyut ve geometrilere sahip rift havzalarında çökelmiş olan bu tortular, kısa mesafeler içerisinde bile farklı kalınlık ve litolojik özellikler gösterir (Görür vd., 1983; Özer, 1984; Gedik vd., 1996). İlave olarak, bu tektonik aktivite sonucu oluşan denizaltı yükseltiler üzerinde çökelmiş olan "ammonitico-rosso" fasiyesindeki (Bernoulli ve Jenkyns, 1974) kırmızı renkli, marn ve

killi mikritik kireçtaşları bu birimin üst seviyelerini oluşturur (Özer, 1984).

Liyas transgresyonu ile bölgeye yerleşmeye başlayan deniz, Liyas sonu ve kısmen de Dogger'de bu havzaların dolmasına ve tektonik aktivitenin de yavaşlamasıyla birlikte, bölgenin platform özelliği kazanmasına neden olmuştur. Erken Malm'de meydana gelen tektonik hareketler (blok faylanmalar) platformu parçalamıştır. İnceleme alanında, bu parçalanma sonucu oluşan denizaltı yükseltisi (horst) üzerinde platform karbonatları çökelmeye devam ederken, bu yükseltiyi çevreleyen derin havzalarda ise türbiditik kireçtaşları çökelmiştir. Söz konusu tektonik aktivite sonucu oluşan topoğrafik yapı, bu özelliğini hemen hemen Alt Kretase sonuna kadar korumuştur.

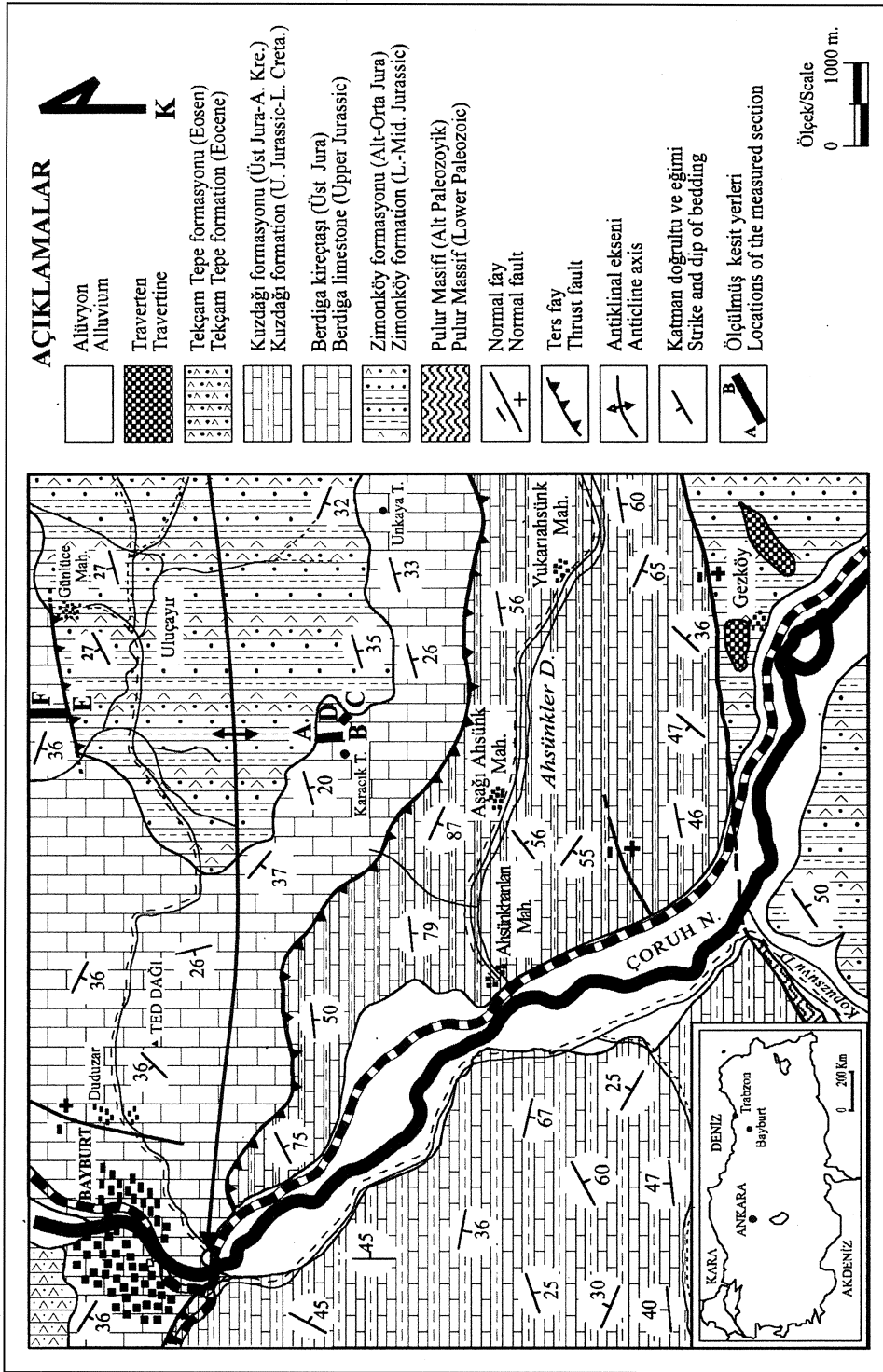
Bayburt'un güney kesimlerinde yüzeyleyen ve türbiditik kireçtaşlardan oluşan Kuzdağı formasyonu, inceleme alanının dışında, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanj (Otlukbeli melanji) ve resifal kireçtaşları (Kapıkaya formasyonu) tarafından uyumlu olarak üstlenilmektedir (Elmas, 1995; Gedik vd., 1996). Platform tipi karbonatlardan oluşan Berdiga kireçtaşı ise, Bayburt'un kuzey kesimlerinde yaygın olarak yüzeylenmekte ve üzerine Eosen yaşlı Nummulitli-kumlu kireçtaşları ve tüfleri transgresif olarak gelmektedir (Özer, 1984).

## SEDİMANTOLOJİ

Uluçayır (Bayburt) yöresindeki Geç Jura yaşlı platform karbonatları (Şekil 1) altı farklı litofasiyes ile temsil edilmektedir. Bu litofasiyeler alttan üste doğru:

- Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi,
- Kabataş litofasiyesi,
- Pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi,
- İstiftaşı litofasiyesi (kondanse pelajik kireçtaşı istifi),
- Oolitik tanetaşı litofasiyesi,
- İntraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesleridir. Bunların bazı sedimentolojik özellikleri Şekil 3 ve fauna içerikleri Şekil 4 de gösterilmiştir.

# ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)



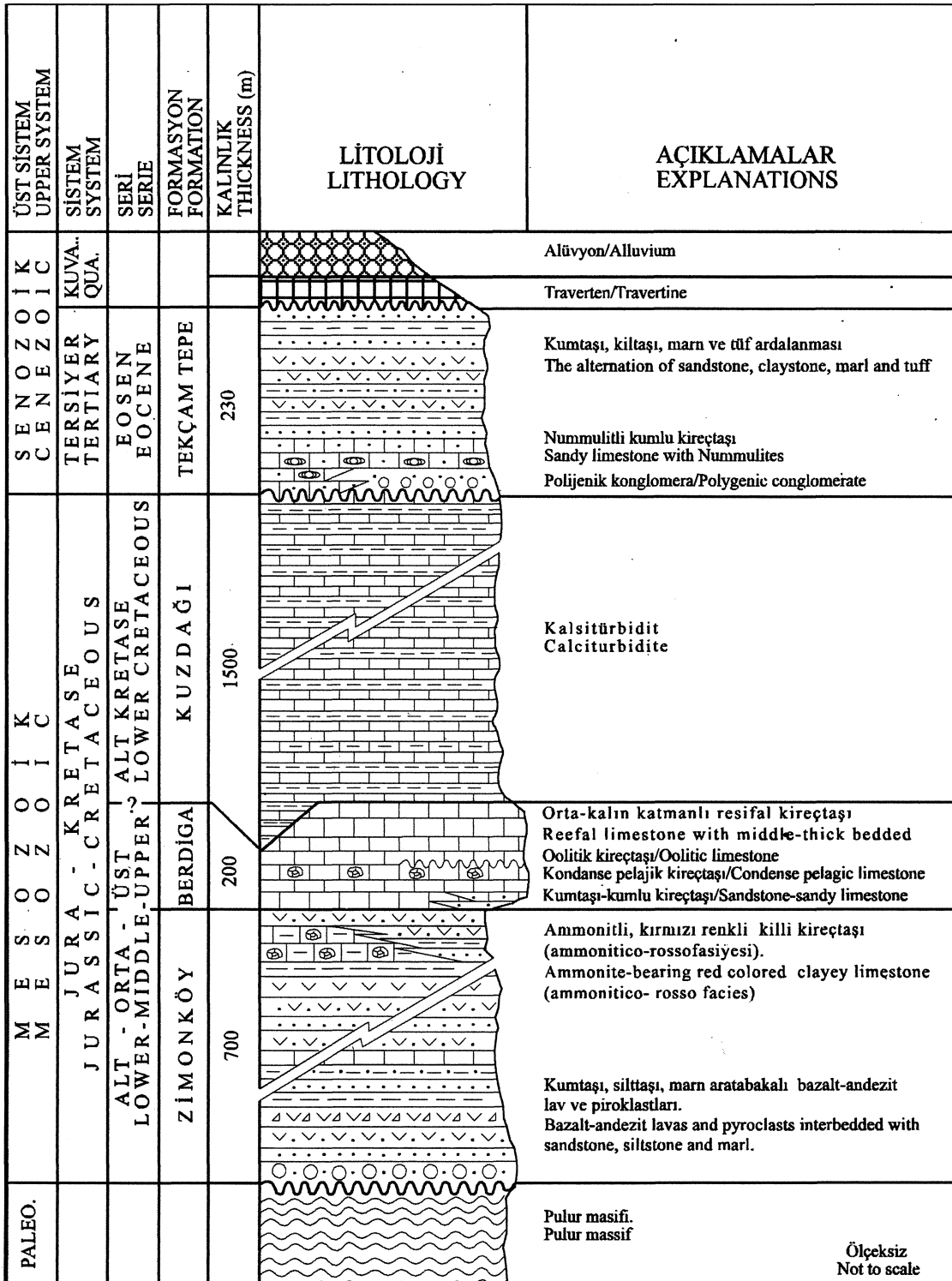
**Şekil 1:** İnceleme alanının jeolojik haritası ve ölçülmüş stratigrafik kesit yerleri.

**Figure 1:** Geological map and the measured stratigraphic section locations of the investigation area.

## Kumtaşı-Kumlu Kireçtaşı Litofasiyesi

İnceleme alanında, Erken Jura yaşlı çökeller (Zimonköy formasyonu) üzerine uyumlu olarak gelen ve platform karbonat istifinin tabanını oluşturan bu litofasiyes, yalnızca Karacık Tepenin doğu ve güneydoğusunda dar bir alanda, "C-D kesitinde" yüzeylenir (Şekil 1). Buna karşın, inceleme alanının dışında ve özellikle kuzey kesimlerinde geniş bir yüzeylenmeye sahiptir (Özer, 1984).

ran bu litofasiyes, yalnızca Karacık Tepenin doğu ve güneydoğusunda dar bir alanda, "C-D kesitinde" yüzeylenir (Şekil 1). Buna karşın, inceleme alanının dışında ve özellikle kuzey kesimlerinde geniş bir yüzeylenmeye sahiptir (Özer, 1984).



Şekil 2: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 2: Generalised stratigraphic section of the investigation area.

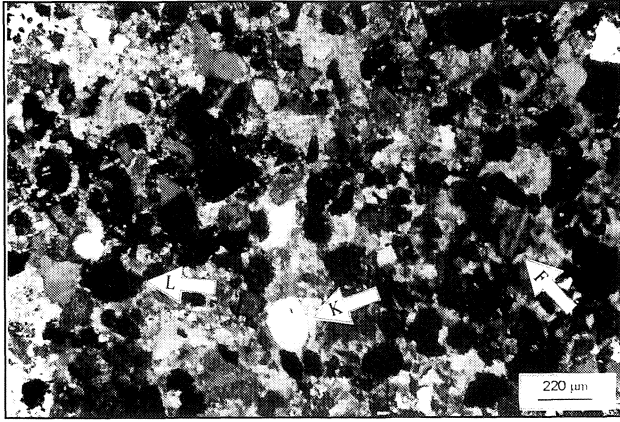
İnceleme alanında, litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 15 metredir. Katman kalınlıkları 20-40 cm. arasında değişir. Litofasiyesin sarı renkli kumtaşı ve kumlu kireçtaşlarından oluşması arazide, arazide ayırt edilmesini sağlar. Litofasiyesin alt kısmı kum-

taşlarından, diğer kısmı ise kumlu kireçtaşlarından (Şekil 5) oluşur. Kumtaşları içerisindeki karadan türeyen malzeme oranı bileşenlerin yaklaşık %50-60'ını oluşturur. Bu oran yukarı doğru azalarak, en üst seviyelerde yaklaşık %20-30 gibi değerlere









Şekil 5: Kumlu kireçtaşı gösterir fotomikrograf (Kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi). K= Kuvars L= Kay aç kırıntısı, F= Feldspat.

*Figure 5: Photomicrograph showing sandy limestone (Sandstone-sandy limestone lithofacies). K= Quartz, L= Rock fragment, F= Feldspar*



Şekil 6: Kabataş dokusunu gösterir fotomikrograf (Kabataş litofasiyesi). Tane kenarları üzerinde iyi gelişmiş birincil eş boyulu çimentonun varlığı (oklarla gösterilmiş) sıg ve yüksek enerjili bir çökel ortamını işaret eder.

*Figure 6: Photomicrograph showing rudstone texture (Rudstone lithofacies). Presence of well developed isopachous cement (arrows) indicates a shallow high energy environment.*

#### Çökelme Ortamı

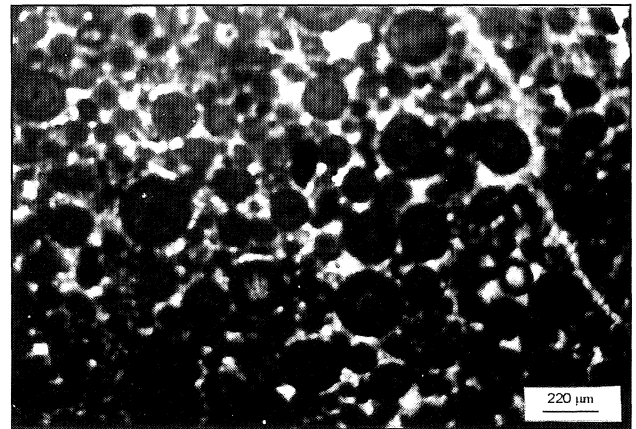
Litofasiyes dokusal gelişim ve bileşen içeriği bakımından, karadan türeme kırıntı girdisinin olmadığı, sıg ve yüksek enerjili (çalkantılı) bir şelf ortamında çökelmiştir (Wilson, 1975; Kırmacı, 1992; Tucker ve Wright, 1994). İskeletsel tanelerin büyük çoğunluğunun resifal karakterli olması yörede bir resifin varlığına işaret eder. Diğer taraftan, özellikle litofasiyesin alt seviyelerinde iyi korunmuş birincil eş boyulu kenar çimentonun varlığı da söz

konusu çökel ortamın yüksek enerjili olduğuna (Burgess, 1979; Longmann, 1980; Harris vd., 1985 Selwood vd., 1989) kanıt olarak gösterilebilir.

#### Pelajik Oolitik Tanetaşı-İstiftaşı Litofasiyesi

Litofasiyes, altındaki kabataş litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelir. Toplam kalınlığı yaklaşık 20 m. olup, katman kalınlıkları 10-25 cm. arasında değişir. Kırmızımsı-pembe renkli, ince-orta katmanlı ve mikritik yapıda oluşu ve yer-yer çört bantları içermesi nedeniyle arazide ayırt edilebilmektedir.

İstif tabandan orta seviyelere kadar tanetaşı-istiftaşı-vaketaşı-çamurtaşı, orta seviyelerden en üst seviyeye kadar ise çamurtaşı-vaketaşı-istiftaşı-tanetaşı dokusal özellikte gelişmiştir (Şekil 3). Tanetaşı katmanları diğer katmanlara göre daha baskındır. Bileşenlerin çoğunluğunu pelajik ooidler, diğer kısmını intraklast, peloid ve iskelet taneleri oluşturur (Şekil 3). Ooidlerin boyları yaklaşık 75-150 mikron arasında değişir (Şekil 7). Korteksler, her birinin kalınlığı 15-35 mikron arasında değişen, konsantrik bir-iki mikritik laminadan oluşur. Çekirdeklerin büyük çoğunluğunu mikritik ögeler oluşturur. İnce kesitlerde, çekirdeklerin farklı boylarda olmasına karşın, ooidler hemen-hemen eş boyutludur. Korteks ve çekirdeklerin mikritik yapıda olmaları, bunların birbirlerinden ayırt edilmelerini zorlaştırır. Ooidlerin dokusal özellikleri ve pelajik fauna ile birlikteliği bunların pelajik kökenli olduklarını ortaya koyar (Jenkyns, 1972).



Şekil 7: Tanetaşı dokusunu gösterir fotomikrograf (Pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi). Genel olarak, pelajik ooidler konsantrik yapılı ve birkaç mikritik laminalı kortekslere sahiptir.

*Figure 7: Photomicrograph showing grainstone texture (Pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies). Generally, pelagic ooids have concentric and few micritic laminated cortices.*

İntraklastlar küçük boyutlu (170-300 mikron arası), yarı yuvarlak-yuvarlak ve mikritik dokuludur. Bunların küçük boyulu ve yuvarlaklaşmış olanları bazı peloidlerden yalnızca boy farkı ile ayırt edilmektedir.

Peloidler istiftaşı katmanlarında daha bol görülür. Bunlar küçük boyutlu ve iç yapışız olup, kayaçlar içerisindeki dağılımları homojendir. Bazı peloidler korteks-çekirdek ayrımının yapılamadığı küçük ooidlerden ayırt edilememekte veya zorlukla ayırt edilebilmektedir.

İskelet taneleri ince kesitlerde çok az miktarlarda görülür. Bunların çoğunluğunu ammonit, kalsitik radiolaria gibi pelajik kökenli organizmalar, diğer az kısmını da sünger spikülleri, miliolid, lentikulin ve tektularya tip küçük bentik foraminifer, ekinit ve bivalve kavkı kırıntıları oluşturur (Şekil 4). Kalsitik radrolarya ve sünger spikülleri özellikle vaketası ve çamurtaşı katmanlarında daha bol olarak görülür.

#### Çökelme Ortamı

Litofasiyesteki pelajik ooidlerin ve açık denizi karakterize eden ammonid, kalsitik radiolaria gibi pelajik organizmaların varlığı, bu litofasiyesin karadan uzak bir denizaltı yapısal yükselti üzerinde çökeldiğini gösterir (Jenkyns, 1972; Bernoulli ve Jenkyns, 1974; Varol ve Tekin, 1989). Diğer taraftan, Jenkyns (1972) bu tip pelajik ooidlerin Jura Tetisinde küçük yapısal yükselti ve büyük pozitif alanların kenarları üzerinde yaygın olarak çökeldiklerini ifade eder. İnceleme alanında, platform karbonat istifinin sedimantolojik gelişimi ve diğer jeolojik veriler dikkate alındığında, söz konusu yapısal yükseltinin bir horsttan ibaret olduğu anlaşılır. Bu durum, kabataş litofasiyesinin çökmesinden hemen sonra platformun parçalanmaya başladığını (bu parçalanma, olasılıkla; kabataş litofasiyesinin sona ermesine neden olmuştur) ve bunun sonucu oluşan denizaltı yapısal yükselti üzerinde de pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesinin çökeldiğini işaret eder.

#### İstiftaşı Litofasiyesi (Kondanse Pelajik Kireçtaşı İstifi)

Bu litofasiyes, alttaki pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi üzerine uyumlu olarak gelir. Oolitik tanetaşı litofasiyesi tarafından uyumsuz olarak üstlenir. Litofasiyesin toplam kalınlığı 6-8 m. olup, masif bir görünüme sahiptir. Arazide, kırmızı-

pembe renkli, yumrulu yapılı ve bol ammonitli olması nedeniyle kolaylıkla ayırt edilmektedir.

Kırmızı renk, pek çok araştırmacının da kabul ettiği gibi, kayaçlar içerisinde kısmen homojen ve çok ince taneler halinde dağılmış hematitten ( $Fe_2O_3$ ) dolaydır (Jenkyns, 1972; Torrent ve Schwetman, 1987; Einsle, 1992; Tucker ve Wright, 1992). Kırmacı (baskıda) bu litofasiyese kırmızı rengi veren hematitleşmenin öncelikle karasal kökenli olduğunu ve bunun daha sonraki diyajenetik süreçte de devam ettiğini ifade etmektedir.

Yumrulu yapı değişik olaylara bağlı olarak gelişebilmektedir. Bununla birlikte, bu yapının, yaygın olarak marnlı tortulardaki  $CaCO_3$ 'm erimesi ve yeniden tortulaşması, sıkışma ve basınç erimeleri gibi, diyajenetik olaylar sonucu meydana geldiği görüşü yaygındır (Jenkyns, 1971, 1974; Tucker ve Wright, 1992, Nicosia vd., 1991). Laboratuvar incelemeleri, söz konusu yumrulu yapının diyajenetik olaylara bağlı olarak geliştiğini işaret etmektedir (Kırmacı, baskıda).

Litofasiyes çevresindeki diğer eş yaşlı tortulara göre oldukça düşük bir kalınlığa sahiptir. Stratigrafik daralmayı işaret eden bu olay, o dönemdeki nanoplankton eksikliğinin, oldukça yavaş bir tortulaşmanın, sert zemin yüzeylerinin oluşumuna neden olan akıntı etkinliğinin ve tortuların yeniden işlenmesi gibi olayların birkaçının veya tamamının etkili olduğunu ortaya koymaktadır (Jenkyns, 1971; Varol ve Tunay; 1996).

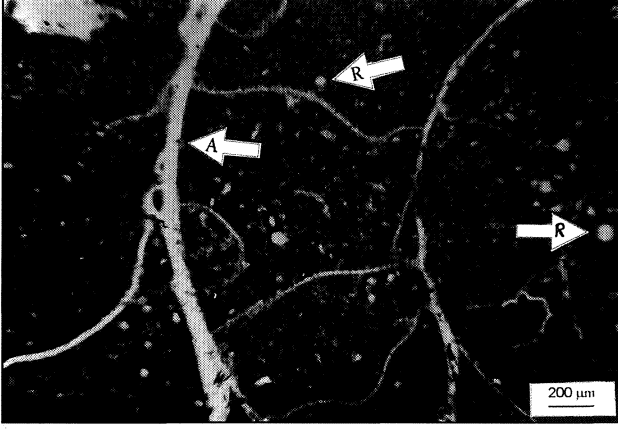
Yukarıda ifade edilen özelliklerin yanı sıra, farklı fauna zenginliği, litofasiyesin kondanse pelajik kireçtaşı olarak yorumlanmasına neden olmuştur (Jenkyns, 1972; Nicosia vd., 1991; Tucker ve Wright, 1992).

Litofasiyes, mikroskobik olarak, yer yer tanetaşı merccekleri içermesine karşın, genelde istiftaşı dokusal özelliğinde gelişmiştir (Şekil 8). Bileşenlerin büyük çoğunluğunu peloidler ve intraklastlar, diğer kısmını iskeletsel taneler, ooidler ve onkoidler oluşturur (Şekil 3).

İntraklastların boyları 200-600 mikron arasında değişir. Bunlar genel olarak iki farklı tipte gelişmiştir. Birinci tip intraklastlar büyük boyutlu (çoğunlukla 350-450 mikron), yuvarlak/yarı yuvarlak ve iç dokuludur. Tane sınırları içerdiği öğelerin sınırlarına paraleldir. Tane dokusu kayacın dokusu

## ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)

ile benzerdir. Ayrıca, bu tip intraklastların kenarlarında bir hematit yoğunlaşması görülür. İkinci tip intraklastlar küçük boyutlu (çoğunlukla 250-300 mikron), mikritik yapı ve köşeli/yarı köşelidir. İntraklastların çoğunluğu bu tipte gelişmiştir.



Şekil 8: İstiftaşı dokusunu gösterir fotomikrograf (İstiftaşı litofasiyesi). R= Kalsitik radiolaria, A= Ammonit.

*Figure 8: Photomicrograph showing packstone texture (Packstone lithofacies). R= Calcitised radiolaria, A= Ammonite.*

Peloidlerin oranı yaklaşık %40-60'dır. Bunların boyları 50-150 mikron arasında değişir. Tamamı iç yapısız olup, dağılımları homojendir. Bununla birlikte, ammonit kavkuları içerisinde yoğun bir kümelenme gösterirler.

Ooidler yaklaşık %5-10 arasında değişen oranlarda görülür. Bunların tamamı pelajik kökenli olup, özellikleri bakımından alttaki pelajik oolitik tane taşı-istiftaşı litofasiyesindeki pelajik ooidlerle tamamen benzerdir.

Onkoidler yaklaşık %1-5 arasında değişen oranlarla temsil olur. Bunların boyları 400-600 mikron arasında değişir ve düzenli bir büyüme yapısı gösterir. Tamamı algal kökenlidir. Onkoidler laminalarında yer yer sparitleşme ve erime gibi diagenetik yapıları içermelerine karşın, herhangi bir deformasyon yapısı göstermez.

İskeletsel taneler, farklı oranlardaki (%5-20) bentik ve pelajik faunanın bir karışımıyla temsil olur. Bunlar çoktan aza doğru: ammonit, ekinit, bivalve, radyolaryaya, sünger spikülü, bentik foraminifer ve bryozoa gibi organizmalardan oluşur (Şekil 4).

Litofasiyes böyle bir organizma çeşitliliğine

sahip olmasına karşın, bu organizmaların hangi yaş aralıklarını karakterize ettikleri belirlenmemiştir. Zira, kondanse istiflerin bir özelliği farklı zaman aralıklarını ifade eden bentik ve pelajik faunaları, kısa mesafeler içerisinde ve farklı seviyelerde içermeleridir (Jenkyns, 1971; Loutit vd., 1988; Tucker ve Wright, 1992; Einsle, 1992, Nicosia vd., 1991). Söz konusu organizmalardan ammonitler hariç diğerleri geniş bir zaman aralığını kapsayan menzil zonlarına sahiptir. Diğer taraftan, ammonitlerin kavkularının diagenetik süreçte erimeleri bunların kayalar içerisinde yalnızca kalıplar şeklinde bulunmalarına neden olmuştur. Bu durum, ammonitlere dayalı zon ayırımı yapmayı, dolayısıyla litofasiyesin çökeldiği zaman aralığını kesin olarak belirlenmeyi olası kılmamıştır.

### Çökeltme Ortamı

Akdeniz kuşağın Mesozoyik birimlerinde iyi bilinen ve geniş bir yayılıma sahip olan kondanse pelajik kireçtaşları çoğunlukla çöken karbonat platformlarının üzerinde depolanmıştır (Jenkyns, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974; Tucker ve Wright, 1992; Varol ve Tunay; 1996). Bu kuşakta, özellikle Jura döneminde, karbonat platformları parçalanarak çökmüş ve bunun sonucu oluşan yükseltiler üzerinde pelajik kireçtaşları, daha derin kısımları oluşturan havzalarda ise genellikle kalsitürbiditler çökelmiştir. İnceleme alanında, kondanse pelajik kireçtaşı litofasiyesi sedimentolojik ve paleontolojik özellikleri bakımından tetis kuşağındaki bu kireçtaşları ile benzer özelliklere sahiptir. Bu benzerlik, söz konusu kondanse pelajik kireçtaşı istifinin de bir denizaltı yükselti üzerinde çökelmiş olması gerekliliğini ortaya koyar (Kırmacı, 1998; Kırmacı, baskıda). Kondanse pelajik kireçtaşı istifini içeren platform karbonatlarının sedimentolojik gelişimi ve diğer bölgesel jeolojik veriler söz konusu denizaltı yükseltilerinin blok faylanmalar sonucu oluşmuş bir horst olduğunu gösterir. İstiftaşı litofasiyesinin aynı denizaltı yapısal yükselti üzerinde çökelmiş olan ve benzer petrografik-paleontolojik özellikler gösteren pelajik oolitik tane taşı-istiftaşı litofasiyesini uyumlu olarak üzerlemesi, istiftaşı litofasiyesine ait ortamsal koşulların önceki litofasiyesin ortamsal koşullarının bir devamı niteliğinde olduğunu gösterir.

Genel olarak kondanse istifler, bir depolanma dizisinde, çökme ve östatik yükselme oranının maksimum olduğu zamandaki maksimum su derinliği sırasında oluşur (Loutit vd., 1988, Tardu ve Baysal,

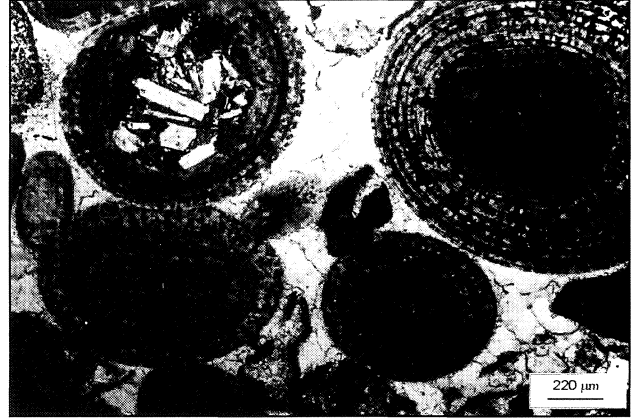
1995). Bu nedenle, kondanse pelajik kireçtaşmm çökeldiği dönem karbonat istifinin sahip olduğu maksimum su derinliğine karşılık gelir. Kondanse pelajik kireçtaşı istifinde bulunan algal onkoidlerin, delici algal izlerin ve mikritik zarflanmaları varlığı (Kırmacı, baskıda) söz konusu maksimum su derinliğinin ışık zonu içerisinde kaldığını gösterir (Jenkyns, 1971; Tucker ve Wright, 1992; Kırmacı, 1998). Bu zon değişik araştırmacılar tarafından değişik derinliklerle ifade edilmesine karşın, genel kanının yaklaşık 80 metre civarında olduğu yönündedir (Bates ve Jackson, 1980).

### Oolitic Tanetaşı Litofasiyesi

Litofasiyes, istiftaşı litofasiyesi (kondanse pelajik kireçtaşı istifi) üzerine A-B kesitinin alındığı Karacık Tepenin kuzey yamacında uyumsuz, E-F kesitinin alındığı Günlüce Mahallesinin batısındaki yüzeyleme ise uyumlu olarak gelir. Karacık Tepenin kuzey yamacındaki yüzeyleme (A-B kesitinde), 30 cm. kalınlığındaki konglomeratik bir katmanla başlar. Kötü boylanma ve normal derecelenme (iri taneyi takip eden derecelenme) gösteren bu katmanın içerdiği ögelerin tamamı karbonat bileşimlidir. Katmanın taban seviyesinde boyları 2-2,5 cm'ye erişen, köşeli/yarı yuvarlak çakılların bir kısmı alttaki litofasiyeslerden (özellikle kondanse pelajik kireçtaşı istifinden) türemiştir. Günlüce Mahallesinin batısındaki yüzeylenme ise, mikritik katmanlarla başlar ve yukarı doğru giderek oolitic tanetaşı katmanlarına geçer. Üstündeki intraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesiyle tedrici geçişlidir. Bu nedenle, üst sınır mikroskobik olarak ve bazı kriterlere dayanılarak ayırt edilmiştir. Litofasiyesin toplam kalınlığı yaklaşık 60 metre olup, katman kalınlıkları 20-50 cm. arasında değişir. İstif orta katmanlı, gri-bej renkli ve tamamen tanetaşı dokusal özelliğinde gelişmiş olması nedeniyle arazide tanılabilmektedir. Mikroskobik olarak, litofasiyes tamamen tanetaşı dokusu özelliği göstermektedir. Karadan türeme kırıntıları farklı birkaç seviyede ve nadir olarak görülür. Karbonatlı taneler çoktan aza doğru: ooid, intraklast, iskelet tanesi ve peloid şeklindedir (Şekil 3).

Ooidler litofasiyesin belirlenmesinde en önemli rolü oynayan ögelerdir (Şekil 9). Bunlar tabandan tavana doğru dereceli bir şekilde azalarak yerlerini intraklast ve iskelet tanelerine bırakırlar (Şekil 3). Ooidlerin boylan 0,35-2 mm (çoğunlukla 0,45-0,6 mm) arasında değişir. Bunların korteksleri sayıları 5-

30 arasında değişen ince-ışmsal yapıları laminalardan oluşur. İnce kesitlerde, ooidlerin hemen-hemen eş boyutlu oldukları görülür. Ayrıca, Ooidin şekli çekirdeğin şeklini yansıtmaz.



Şekil 9: Oolitic tanetaşı dokusunu gösterir fotomikrograf (Oolitic tanetaşı litofasiyesi). Genel olarak, büyük boyutlu olan bu ooidlerin korteksleri çok sayıda ince ışmsal yapıları laminalardan oluşur.

*Figure 9: Photomicrograph showing oolitic grainstone texture (Oolitic grainstone lithofacies). Generally, these ooids are large size and their cortices consist of many thin laminae with fine-radial structure.*

İntraklastlar tabandan tavana doğru giderek artan oranlarla temsil olur. Bunların boyları 250-800 mikron arasında değişen yuvarlak veya yarı yuvarlak taneler şeklinde olup, çoğunluğu iç dokuludur. Tane dokusu kayacın dokusu ile benzerdir.

İskeletsel taneler, özellikle foraminifer ve algal, litofasiyesin başlamasıyla birlikte oldukça fazla çeşitlilik ve önem kazanır (Şekil 4). Ayrıca, bentik foraminiferlerden Labyrinthina'lar litofasiyesin tanınmasında önemli bir rol oynar. Alt seviyelerde bol miktarda bulunan bentik foraminiferlerden Labyrinthina ve Protopenoroplis ve dascyladacea algal, üst seviyelere doğru dereceli bir şekilde azalarak yerlerini resifal karakterli iskelet tanelerine, özellikle tübiphytes, bryozoa, mercan, mavi-yeşil alg vs. bırakırlar.

Peloidler çok az oranlarla temsil olur (Şekil 3). Bunların boyları 100-170 mikron arasında değişir. Her hangi bir iç yapı göstermeyen bu ögelerin kayalar içerisindeki dağılımları gelişigüzdür.

## ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)

Karadan türeme kırıntılar farklı seviyelerde ve nadir olarak görülür. Boylan 100-250 mikron arasında değişen bu kırıntılıların hemen tamamı plajiyoklas ve bazalt kayası parçalarından oluşur.

### Çökeltme Ortamı

Oolitik tanetaşı litofasiyesi dokusal ve fauna içeriği bakımından kısmen uyumsuz olarak üzerlediği kondanse pelajik kireçtaşı istifinden tamamen farklı özelliklere sahiptir. Bu durum, her iki litofasiyesin tamamen farklı ortamsal koşullar altında çökeldiklerini gösterir.

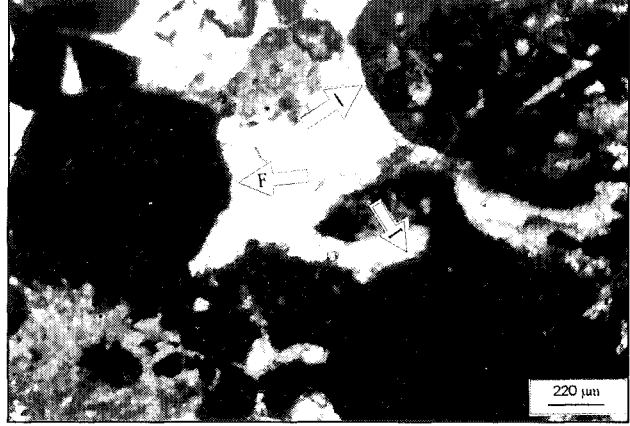
Litofasiyesi oluşturan katmanların dokusal gelişimi ve fauna içeriği, bunların sığ ve yüksek enerjili bir şelf ortamında, olasılıkla oolit sığlığında, çökeldiğini işaret eder. Ayrıca, litofasiyesin tanınmasında ana rolü oynayan ooidlerin yapısı ve ilksel mineralojik bileşimleri (yüksek-Mg kalsit) ile bu ooidlerin Labyrinthina ve Protopenelopis tip foraminifer ve değişik tip dasiklad alglerle olan birlikteliği çökeltme ortamının yukarıda belirtilen özelliklerde olduğunun diğer bir kanıtıdır (Wilson, 1975; Flügel, 1982; Pelissie ve Peybernes, 1984; Tucker, 1984; Strasser, 1986; Kırmacı, 1996). Oolitik tanetaşı litofasiyesinin sığ, yüksek enerjili bir şelf ortamında çökelmiş olması, kondanse pelajik kireçtaşı istifinin çökeltmesinden sonra ortamın hızlı bir şekilde yükseldiğini ve sonuçta sığlaştığını gösterir. Daha önce belirtilen verilere göre de sığlaşmanın başlangıç esnasında tortulaşmada bir duraksamanın olduğu görülmektedir.

### İntraklastlı Tanetaşı-İstiftaşı Litofasiyesi

Bu litofasiyes karbonat istifinin en üst seviyesini oluşturur. Oolitik tanetaşı litofasiyesi ile tedrici geçişli olması nedeniyle alt sınırı arazide ayırt edilmemektedir. Bu nedenle söz konusu sınır, daha önce de belirtildiği gibi, yalnızca mikroskopik olarak ayırt edilebilmektedir. Toplam kalınlığı yaklaşık 110 metre olup, katman kalınlıkları yaklaşık 30-100 cm arasındadır. Üst seviyelere doğru gidildikçe katman kalınlıkları dereceli olarak artar. Litofasiyes gri-bej renkli ve orta-kalın katmanlardan oluşması ve ayrıca karbonatlı öğelerin (özellikle resifal karakterli iskeletsel bileşenlerin) çoğunun gözle ayırt edilebilmesi nedeniyle, arazide kolaylıkla tanımlanabilmektedir.

Mikroskopik olarak, litofasiyes alt seviyelerdeki kabataş ve üst seviyelerdeki yüzertaş katmanları

hariç, tamamen tanetaşı-istiftaşı dokusu göstermektedir (Şekil 10). Karadan türeme kırıntılıların görülmediği bu katmanlarda karbonatlı öğeler çoktan aza doğru: intraklast, iskelet tanesi, peloid, ooid ve onkoid şeklindedir (Şekil 3).



Şekil 10: Tanetaşı dokusunu gösterir fotomikrograf (İntraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi). Bileşenlerin büyük çoğunluğu intraklastlardan oluşmaktadır (Okarla gösterilmiş). I= İntraklast, F= İskeletsel tane (Tubiphytes).

Figure 10: Photomicrograph showing grainstone texture (Intraclast-packstone lithofacies). Most of the allocems consist of intraclast (arrows)-. I= Intraclast, F= Skeletal grain (Tubiphytes).

İntraklastlar litofasiyesin en üst seviyesindeki bağlamtaşı katmanları hariç, diğer tüm katmanlarda en bol görülen öğelerdir. Bunlar boyları 0,25-2mm (çoğunlukla 0,5-1,2 mm) arasında değişen, köşeli/yarı köşeli taneler şeklindedir. Bunların çoğu iç dokuludur. Tane dokusu kayacın dokusu ile benzerdir.

İskeletsel taneler litofasiyes içerisinde bol miktarda bulunur. Bunların değişik tip formlardan oluşmasına karşın, büyük çoğunluğunu mercan, maviyeşil alg, tubiphytes, bryozoa, sünger ve ekinoderm gibi resifal karakterli organizmalar oluşturur (Şekil 4). Ayrıca, litofasiyesin üst seviyelerine doğru, özellikle bu organizmalarda belirgin bir artış görülür.

Peloidler özellikle istiftaşı ve yüzertaş katmanlarında görülür (Şekil 3). Bunların boylan 60-170 mikron arasında değişir. İç yapı göstermeyen bu öğelerin kayaçlar içerisindeki dağılımları gelişigüze'dir.

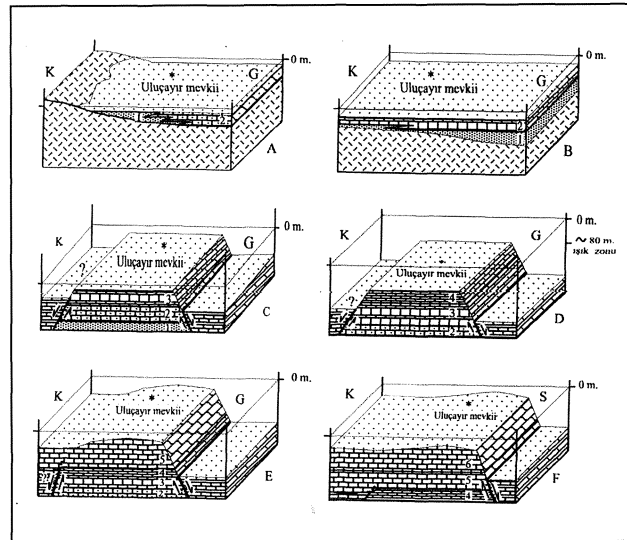
### Çökme Ortamı

Litofasiyes, genel olarak, dokusal gelişim ve bileşen içeriği bakımından uyumlu olarak üzerlediği oolitik tanetaşı litofasiyesinin üst seviyeleri ile tamamen benzerdir. Bu durum, söz konusu litofasiyesin çöklediği ortamın alttaki litofasiyesin çökme ortamının bir devamı niteliğinde olduğunu ve ortamsal koşullarda süregelen sığlaşmanın bu dönemde de devam ettiğini gösterir. Diğer taraftan, resifal karakterli organizmaların (mercan, mavi-yeşil alg, tubiphites, bryozoa, sünger, ekinit, vs.) alttaki litofasiyesin üst seviyelerinden itibaren giderek artan oranlarla temsil olması ve bu litofasiyesin en üst seviyelerinde maksimum değerlere erişmesi, bölgede gelişmekte olan bir resifin varlığını işaret eder.

### TEKTONO-SEDİMANTER GELİŞİM

Liyas dönemindeki gerilmeli tektonik hareketler Paleozoyik yaşlı temel kayaların parçalanmasına ve yer-yer birbirinden bağımsız farklı boyut ve geometrilere sahip rift havzalarının oluşmasına yol açmıştır (Görür vd., 1983; Gedik vd., 1996). Geç Liyas-erken Dogger'de bu havzaların dolması ile birlikte tektonik aktivitenin de yavaşlaması bölgenin platform özelliği kazanmasına ve bunun sonucu olarak da platform karbonatlarının çökmesine neden olmuştur (Kırmacı, 1992). İnceleme alanında, platform karbonat istifinin kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi ile başlaması, bu litofasiyesin çöklediği dönemde (Kalloviyen?-Oksfordiyen) denizin transgresif özellikte olduğunu ve çökme ortamının kıyı çizgisine yakın bir alanı kapsadığını gösterir (Şekil 11-A). Bu litofasiyesin çökmesinden sonra da denizin transgresif özelliğini sürdürmesi çökme ortamının karadan uzak, sığ ve yüksek enerjili bir şelf ortamına dönüşmesini ve bunun sonucu olarak da kabataş litofasiyesinin çökmesini sonuçlamıştır (Şekil 11-B). Geç Oksfordiyen - erken Kimmerisiyen'de etkili olan gerilmeli tektonik hareketler karbonat platformunun parçalanıp çökmesine neden olmuştur. Platformun parçalanması ile birlikte çökme ortamının giderek derinleşmesi, yapısal yükselti üzerinde, sırasıyla, pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı ve istiftaşı (kondanse pelajik kireçtaşı) litofasiyeslerin çökmesini, bu yükseltiyi çevreleyen derin havzada ise, kalitürbiditler (Kuzdağı formasyonu) çökmeye başlamasını

sağlamıştır (Şekil 11-C, -D). Çökme ortamındaki derinleşme süreci kondanse pelajik kireçtaşı istifinin çöklediği dönem sonuna kadar devam etmiş; sübsidans ve dolayısıyla su yüksekliği bu dönemde maksimum değerine (yaklaşık olarak 80m) erişmiştir. Bu dönemden sonra, olasılıkla Kimmerisiyen'de, ortamda meydana gelen hızlı ve asimetrik bir sığlaşma tortulaşmada yersel ve kısa süreli bir kesikliğin meydana gelmesine, oolitik tanetaşı litofasiyesinin istiftaşı litofasiyesi üzerine kısmen uyumsuz olarak çökmesine ve bu litofasiyesin farklı dokusal özellikte gelişmesine neden olmuştur. Ortamın sığlaşmasından sonra, tektonik aktivitenin de duraksamasıyla birlikte, karbonat birikim hızının çökme hızına göre daha fazla olması ve bu durumun karbonat, istifinin en üst seviyesine kadar devam etmesi, olasılıkla Kimmerisiyen-Portlandiyen döneminde, sırasıyla oolitik tanetaşı ve intraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyeslerinin çökmesini sonuçlamıştır (Şekil 11-E,-F).



**Şekil 11:** Karbonat platformunun Kalloviyen (?)-Portlandiyen zaman aralığındaki tektono-sedimanter gelişimini gösterir ölçeksiz blok diyagramlar (açıklamalar için metne bakınız) 1- kumtaşı-kumlu kireçtaşı litofasiyesi, 2- kabataş litofasiyesi, 3- pelajik oolitik tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi, 4- istiftaşı litofasiyesi (kondanse pelajik kireçtaşı istifi), 5- oolitik tanetaşı litofasiyesi, 6- intraklastlı tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi.

**Figure 11:** Block-diagrams showing tectono-sedimentary evolution of the carbonate platform during Callovian-Portlandian time (not to scale; see text for explanations). 1- sandstone-sandy limestone lithofacies, 2- rudstone lithofacies, 3- pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies, 4- packstone lithofacies (condense pelagic limestone sequence), 5- oolitic grainstone lithofacies, 6- intraclast grainstone-packstone lithofacies.

## ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLER)

### SONUÇLAR

Doğu Pontidlerde yaygın olarak yüzeylenen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform karbonatları, Uluçayır (Bayburt) yöresinde, düşey yönde, altı farklı litofasiyesle temsil edilir. Bu litofasiyelerin gelişiminde muhtemelen tortulaşma ile eş yaşlı tektonik hareketler ve deniz seviyesindeki östatik değişimler ana rolü oynamıştır.

Gerilmeli tektonik hareketler ilk iki litofasiyesin çökmesinden hemen sonra etkili olmuş ve karbonat platformunun parçalanmasına neden olmuştur. Bu parçalanma sonucu sığ platform karbonatlarının oluşturduğu denizaltı yapısal yükselti üzerinde pelajik kireçtaşları (pelajik oolitik tanetaşı ve istiftaş litofasiyesleri) çökelmiştir.

İnceleme alanında, karbonat istifinin çökme süresince sahip olduğu maksimum su derinliğinin kondanse pelajik kireçtaşı istifinin çökme zamanına karşılık geldiği ve yaklaşık 80 m. civarında olduğu tespit edilmiştir.

Karacık Tepenin kuzey yamacından alınan kesitte, istiftaş litofasiyesi ile oolitik tanetaşı litofasiyesi arasında kısa süreli bir uyumsuzluğun varlığı tespit edilmiştir. Söz konusu yüzey, olasılıkla, istiftaş litofasiyesinin çökmesi sonrası ortamdaki hızlı bir yükselmenin (ortamın sıkışmasının) sonucu olarak gelişmiştir.

Karbonat istifinin en üst seviyelerine doğru giderek artış gösteren resifal karakterli organizmaların varlığı intraklastlı tanetaşı-istiftaş litofasiyesinin çöklediği sırada ve yakın bölgede bir resifin gelişmekte olduğunu ortaya koyar.

### EXTENDED SUMMARY

In the study area, Palaeozoic metamorphics form the basement (Fig.2). Early Jurassic aged volcano-sedimentary unit, rest with angular unconformity on the basement rocks. In this period, sediments deposited in rift basins, which have different dimension and geometry and developed by extensional tectonics, show variation in thickness and lithological features even in short distance (Görür et al., 1983; Gedik et al., 1996). The sea occupying the region by Liassic transgression caused filling of these basins and, due to slowing down of the tectonic activities towards the end of the Liassic and partly in Dogger?, transformed the region into a platform. In the study

area, while platform carbonates continued to deposit on sea-floor structural highs formed due to breakdown of the platform, turbiditic limestones started to deposit in deeper basins surrounding these highs and continued till the end of the Lower Cretaceous.

Late Jurassic-Early Cretaceous aged platform carbonates crop out widely in the Eastern Pontides. The platform carbonates in the Uluçayır (Bayburt) area, where only the Late Jurassic section of these carbonates is present, have six different lithofacies. These are from base to top: 1) 15 meters thick sandstone-sandy limestone facies overlying conformably on the Early Jurassic aged sediments and forming the base of platform carbonate sequence. Sandstone level passes upward gradually into sandy limestones. Lithologic evolution and textural characteristics of this lithofacies reveal that they deposited in a near shore shelf environment with effective terrigenous clastic input. 2) 10 meters thick rudstone lithofacies, partly laterally grading into the sandstone-sandy limestone facies. The lithologies of this facies all have rudstone textural features, and most of the carbonate components are made up of intraclast and skeletal grains with reefal features (Wilson, 1975; Kırmacı, 1992). Textural evolution and component rate indicates that this lithofacies deposited in high-energy shelf environment with no terrigenous clastic feed. 3) 20 meters thick, red-pink coloured and locally chert interlayered, pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies. This lithofacies contains pelagic ooids and organisms indicating open sea environments. This, in addition to its textural development, indicates that this lithofacies was deposited on a sea-floor structural high with no connection with land (Jenkyns, 1972; Bernoulli and Jenkyns, 1974). 4) 6 meters thick, red coloured, nodular and ammonite-bearing packstone lithofacies (condensed pelagic limestone sequence). This lithofacies is similar to pelagic oolitic grainstone-packstone lithofacies in terms of texture and components and reflects similar conditions in depositional environment. In addition to its pelagic fauna, the presence of micro-algae oncoids, pelagic ooids and boring algae traces indicate that the maximum water-column above sea-floor structural high on which lithofacies was deposited is limited by the base of the photic zone (Jenkyns, 1971; Tucker and Wright, 1992; Kırmacı, 1998). 5) 60 meters thick oolitic grainstone lithofacies, overlaying partly unconformably the condensed pelagic limestone sequence. This lithofacies has different textural and faunal characteristics compared to the condensed pelagic limestone sequence, indi-



eating that both lithofacies were deposited in different environmental conditions. The presence, in this lithofacies, of mainly ooids as carbonate components and Labyrinthina and Protopenneroplis- type benthic foraminifer and dasycladacea accompanying these ooids, as well as the textural evolution of the lithofacies, indicate that it was deposited in a shallow and high-energy shelf environment, possibly oolite shoals. 6) 110 m thick intraclast grainstone-packstone lithofacies, laterally grading into the oolitic grainstone lithofacies. The lithofacies has similar textural features to upper levels of the oolitic grainstone lithofacies which it conformably overlies, suggesting that the depositional environment is a continuation of that of the underlying lithofacies and that shallowing of the environmental conditions also continued during this period. The abundance of reefal organisms increase from upper levels of the underlying lithofacies towards the upper levels of this lithofacies. This indicates the presence of a reef development in the region.

In the Uluçayır (Bayburt) area, the presence of these different lithofacies in the platform carbonate sequence is due mainly to the changes in depositional environments and conditions, resulted primarily by extensional tectonic movements contemporaneous with sedimentation. Relative sea-level changes and epirogenic movements were effective in changes in the depositional conditions.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980, Glossary of geology, American Geological Institute, Virginia, pp. 749.
- Bernoulli, D. and Jenkyns, H.C., 1974, Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: modern and ancient geosynclinal sedimentation (Ed. by R.H. Dott and R.H. Shaver), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special. Publication No. 19, 129-160.
- Boggs, S. Jr., 1995, Principles of sedimentology and stratigraphy, Prentice Hall, New Jersey, pp. 774
- Burgess, C. J., 1979, The development of Lower Jurassic carbonate tidal flat, Central High Atlas, Morocco.2: diagenetic history, Journal of Sedimentary Petrology, 39 (2), 413-428.
- Einsle, G., 1992, Sedimentary basins: evolution, facies. and sediment budget, Springer-Verlag, Berlin, pp. 482.
- Elmas, A., 1995, Kop dağı (Bayburt-Erzurum) dolayının jeolojisi: Bir yayönü havzasının evrimi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 6 (1), 19-37.
- Gedik, L., Kırmacı, M.Z., Çapkmoglu, Ş., Özer, E. ve Eren, M., 1996, Doğu Pontidlerin jeolojik evrimi, KTÜ, Jeoloji Müh. Böl. 30. Yıl Sempozyumu, Korkmaz, S., ve Akçay, M., KTÜ, Trabzon, Bildiriler, Cilt II, 654-677.
- Görür, N., Şengör, A. M. C, Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983, Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 11-20.
- Flügel, E., 1982, Microfacies analysis of limestones, Springer-Verlag, Berlin, pp. 633.
- Harris, P.M., Kendall, C.ST.C. and Lerche, I., 1985, Carbonate cementation- \ brief review. In: Carbonate cements (Edits. By: Schneidermann, N. And Harris, P.M.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special. Publication No. 36, 81-95.
- Jenkyns, H. C, 1971, The ^thesis of condensed sequences in the Tethyan ^arassic. Lethaia, 4, 327-352.
- Jenkyns, H. C, 1972, Pelagic "oolites" from the Tethyan Jurassic. Journal of Geology, 80, 21-33.
- Jenkyns, H. C, 1974, Origin of red nodular limestones (Ammonitido Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: Pelagic Sediments: On Land and Under the Sea (Ed. by KJ. Hsü and H. C. Jenkyns), Special Publications of International Association of Sedimentologists, 1, 249-271.
- Kırmacı, M.Z., 1992, Alucra-Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki (Doğu Pontid güney zonu) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşının sedimantolojik incelemesi. KTÜ. Fen Bilimleri Enstitüsü., Trabzon, Doktora Tezi, 256 s., (Yayınlanmamış).
- Kırmacı, M. Z., 1996, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşı'ndaki (Doğu Pontidler, KD Türkiye) ooidler, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 6 (1), 1-17.

## ULUÇAYIR YÖRESİ (BAYBURT, DOĞU PONTİDLE!)

- Kırmacı, M. Z., 1998, Uluçayır (Bayburt) yöresinde, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşındaki kondanse sekansın gelişimi ve sedimentolojik önemi, Türkiye Cumhuriyeti'nin 75. Yılında Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Elazığ, Bildiri Özleri, 74-75.
- Kırmacı, M.Z., (baskıda), Uluçayır (Bayburt) yöresinde, Geç Jura yaşlı platform karbonatlarında gözlenen kondanse istifin sedimentolojik gelişimi ve sekans stratigrafisindeki önemi, Türkiye Cumhuriyeti'nin 75. Yılında Fırat Üniversitesi'nde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Elazığ, Bildiriler kitabı.
- Longmann, N. W., 1980, Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. \* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64 (4), 461-487.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, RR. and Baum, G.R., 1988, Condensed sections: the key to age dating and correlation of continental margin sequences. In: Sea-level changes: an integrated approach (Eds. B. S. Kendall, C. G. St. C, Posamentier, H., Ross, C. A. and van Vagoner, J.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 183-215.
- Nicosia, U., Conti, M. A., Farinacci, A., Altmer, D. and Koçyiğit, A., 1991, Western Anatolia ammonitico rosso type sediments. Depositional history and geodynamic meaning, Estratto da Geologica Romana, V XXVII, 101-110.
- Özer, E., 1984, Bayburt (Gümüşhane) yöresinin jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi, KÜ. Jeoloji Dergisi, 3(1-2), 77-89, Trabzon.
- Pélissié, T., Peybernés et Rey J., 1984., Les grands foraminifères benthiques du Jurassique moye/supériuer du sud-ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, Paléoécologique et paléobiogéographique, Benthos'83; 2<sup>nd</sup> Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), 479-489.
- Selwood, B. V, Sheherd, T. J., Evans, U. R. and James, P., 1989, Origin of late cements in oolitic reservuar facies: a fluid inclusion and isotopic study (Mid-Jurassic, Southern England), Sedimentary Geology, 61, 223-237.
- Strasso; A., 1986\* OuMs m Pkvbeck Ilmesfoiaes (lowennost Cretaceous) of the Swiss and French Jura, Sefimratofog^ 33\*111-721,
- Tabla, K., 199% Gimışhaaae-Bayburt yörieriinde Üst Jina-Aft Kretase yaşlı kariMmafı istiflerin staati-grafic, palerooğrafik ve mikr©pale©itolojik incelenmesi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, Doktoım tezi, 223 s., (yayınlanmamış).
- Tardu, T. ve Baysal, E., 1995, "Sequeaace" stialigimfi prensipleri, Ozan SMigorM Bilim, Eğitim ¥€ Yardım Vakfı, Eğitima Yayınlan. Anlkara^ 1, 365 s.
- Tonrent, J, and Schweatmama^ ti., 1987,, Iiafluenos of hematite on the colour of led bads. Journal of Sedimentary Petrology, 57, ĞSI-ösö.
- Tucker, M. E., 1984, Calcitic, aolgonitic and mixed calcitik-aragonitic ooids from the mid-Proterozoic Belt Sepergroup, Montana, Sedimentology, 31,627-644,
- Tiackar, M, E, md Wright, V. R, 1992, Carbonate sedimentology, Blackwell Scieaitific Publications, London, pp. 482.
- Tucker^ MIL, 1994, Sedimenfay petrology.' An intodedtieii to the origin of sediræeatary tocks, BlackweM Scioutific Pöblie^tfojs., London, pp. 260.
- Varol, B. ve Tekin, E., 1989, Pelajik oolitleerin elektron mikmskobisi; Bilecik fonnasyonu'ndan bir örnek, iç-batı Anadolu, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, İ (3), 229-235.
- Varol B. ve Tunay G., 1996, Kondanse istiflerin tanımı ve iç yapısı; Beyşehir-Hoyran napmdan bir örnek. MTA Dergisi, 118, 23-34.
- Wilson, J, L., 1975, Carbonate faecis in geologic history, Springer-Verlagg Berlin, pp. 471.

Makalenin geliş tarihi: 15.06.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 09.04.2000

Received June 15, 1999

Accepted April 09, 2000





## Pazarcık Volkanitinin (Yıldızeli - Sivas) Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri *Mineralogical - Petrographical and Geochemical Aspects of the Pazarcık Volcanics (Yıldızeli - Sivas)*

Musa ALPASLAN Mersin Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Çiftlikköy 33342 Mersin

### Öz

Anatolid ve Pontid kuşağı arasında gerçekleşen kıtasal çarpışmadan sonra gelişen çarpışma sonrası havzalar içerisinde yaygın bir şekilde volkanik ürünler gözlenmektedir. Bu volkanik ürünler Yıldızeli yöresinde de geniş alanlarda yüzeylenmektedir. Pazarcık volkaniti, Alt Paleosen-Eosen yaşlı sedimanter kayalarla ardışıklı biçimde gelişen bazaltik ve andezitik bileşimli lav akıntıları ile bunların piroklastik eşleniklerinden olmaktadır. Bazaltlar, mikroskopik olarak hipokristalin porfirik-pilotaksitik doku göstermekte olup, fenokristal olarak plajiyoklaz, klinopiroksen ve olivin içermektedir. Andezitler, hipokristalin porfirik doku göstermekte olup hornblend ve plajiyoklaz fenokristalleri içermektedir.

Ana element verileri, Pazarcık volkanitinin kısmen alkalin, çoğunlukla da kalkalkalin karakterde olduğunu göstermektedir. MORB' a göre normalize edilmiş element profili, Pazarcık volkanitinin büyük iyon yarıçaplı elementler (K, Rb, Ba ve Sr) açısından önemli ölçüde zenginleştiğini, Ti ve Y açısından ise tüketildiğini belirtmektedir. İz element verilerine dayalı jeotektonik ortam ayırtma diyagramı, Pazarcık volkanitinin plaka içi bir karaktere sahip olduğunu göstermektedir.

Pazarcık volkanitinden elde edilen mineralojik-petrografik ve jeokimyasal veriler bölgesel jeolojik konumla birlikte değerlendirildiğinde bu volkanitin evrimi için şöyle bir model ileri sürülebilir: Pontidler ve Anatolidler arasındaki çarpışmayı izleyen evrede bölgede oluşan gerilmeli tektonik rejim altında üst mantonun düşük dereceli bölümsel ergimesi sonucunda oluşan magma yüzeye çıkarken kalınlaşmış kıtasal kabuk kayaları tarafından kirletilmeye uğratılmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Pazarcık volkaniti, Yıldızeli, çarpışma sonrası volkanizma, kirlenme,

### Abstract

*Volcanic rocks are common constituents of the post-collisional basins that developed after the collision of the Anatolide and Pontide microcontinents. These volcanic rocks (Pazarcık volcanics) are observed in the area around Yıldızeli. Pazarcık volcanics are composed of basaltic and andesitic lava flows, and their pyroclastic equivalents. Basalts show hypocrystalline porphyritic-pilotaxitic texture, and include plagioclase, clinopyroxene and olivine phenocrysts. Andesites display hypocrystalline porphyritic texture, and include the hornblende and plagioclase phenocrysts.*

*Major element data indicate that the Pazarcık volcanics are mainly calcalkaline, and partly alkaline in character. MORB normalized spider diagram reveals that the Pazarcık volcanics are enriched in large ion lithophile (LIL) elements and depleted in Ti and Y. Geotectonic discriminant diagram based on the trace element data implies that the Pazarcık volcanics have within-plate character.*

*Considering the mineralogical-petrographical and geochemical data together with the regional geological setting, the following model may be suggested for the evolution of the Pazarcık volcanics: The magma was formed as a result of a small degree partial melting of the upper mantle peridotite under the tensional regime following the period of continental collision between the Anatolide and Pontide fragments. During its ascent to the surface, this magma was contaminated by thickened continental crust.*

**Key words:** Pazarcık volcanics, Yıldızeli, post-collisional volcanism, contamination

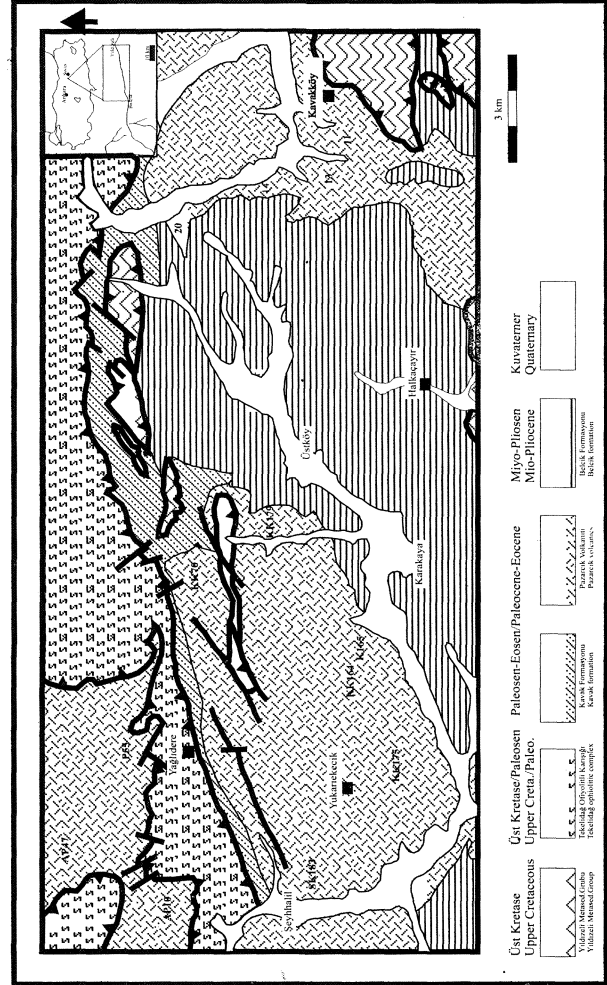
## GİRİŞ

Anatolid ve Pontid tektonik birlikleri (Ketin, 1966) arasında Geç Kretase' de gerçekleşen kıtasal çarpışma (Şengör ve Yılmaz, 1981) olayından sonra hem Anatolidlerde hem de Pontidlerde geniş alanlarda yüzeyleyen Alt Tersiyer yaşlı volkanik kayalar oluşmuştur: Kastamonu yöresinde (Peccerillo ve Taylor, 1976), Kargı yöresinde (Yılmaz ve Tüysüz, 1984), Taşova-Amasya yöresinde (Alpaslan ve Terzioğlu, 1998), Çankırı ve Çorum arasında kalan alanda (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992), Yozgat yöresinde (Büyükonul, 1986; Göncüoğlu ve diğ., 1994; Gençalioğlu-Kuşçu ve Floyd, 1995; Kuşçu ve Floyd, 1998), Tokat-Sivas arasında, (Yılmaz ve diğ., 1994). Eosen yaşlı olan bu volkanizmanın kökeni konusundaki görüşler esas olarak iki ana grupta toplanmaktadır: Bu görüşlere göre Pontidlerdeki (Peccerillo ve Taylor, 1976; Yılmaz ve diğ., 1981; Yılmaz ve Tüysüz, 1984) Eosen volkanizması Neo-Tetis'in kuzey kolunun Pontidlerin altına kuzeye doğru yitiminden kaynaklanmaktadır. Güneydeki Eosen volkanizması ise (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992; Yılmaz ve diğ., 1993; Terzioğlu, 1984; Alpaslan ve Terzioğlu, 1998; Tüysüz ve diğ., 1995) yitimden ziyade çarpışma sonrası olaylara bağlı olarak meydana gelmiştir. Bu çalışmada, Yıldızeli (Sivas batısı)-Akdağmadeni arasında kalan alanda yüzeyleyen ve kuzeyde ofiyolitik kayalar, güneyde ise Orta Anadolu Kristalin Karmaşığına (Göncüoğlu ve diğ., 1991) ait metamorfikler tarafından sınırlanan alanda yüzeyleyen Eosen yaşlı volkanik kayaların jeolojik konumu, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla, arazi çalışmaları sırasında derlenen yaklaşık 80 adet kayaç örneğinin mineralojik-petrografik özelliklerinin belirlenmesinden sonra taze ve karakteristik olan 25 adet kayaç örneğinin tüm kayaç ana ve iz element analizleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarında (MİPJAL) Rigaku 3270-E (WDS) tipi Rh-tüplü XRF spektrometresinde USGS ve CRPG kayaç standartları eşliğinde (Govindaraju, 1989) belirlenmiştir.

## JEOLOJİ

Çalışma alanının temelini Akdağ Metamorfileri (Yılmaz, 1980) veya Yıldızeli Metasedimanter Grubu (Alpaslan, 1993) olarak adlandırılan metamorfik kayalar oluşturmaktadır (Şekil 1 ve 2). Bu

birim, orta-yüksek derecede metamorfizmaya uğramış kabuksal metamorfikler, bunları kesen granitoidik sokulumlar ve retrograd kataklastik metamorfizma ürünü olan yeşilist fasiyesinde gelişmiş metamorfiklerden oluşmaktadır.



Şekil 1: Yıldızeli (Sivas) yöresinin jeoloji haritası. 1: Akdağmadeni metamorfikleri, 2: Tekelidağ Karışığı, 3: Kavak Formasyonu, 4: Pazarcık Volkaniti, 5: Belcik Formasyonu, 6: Alüvyon

Figure 1: Geological map of the Yıldızeli (Sivas) region. 1: Akdağmadeni metamorphics, 2: Tekelidağ Karışığı complex, 3: Kavak formation, 4: Pazarcık volcanics, 5: Belcik formation, 6: Alluvium

Birimden elde edilen K/Ar yaş verileri son metamorfizmanın Üst Kretase döneminde gerçekleştiğini göstermektedir (Alpaslan, 1993; Alpaslan ve diğ., 1996) Metamorfik temel ve örtüsü, Üst Kretase yaşlı Tekelidağ Karışığı tarafından tektonik dokanaklı olarak üzerlenmektedir (Yılmaz ve diğ., 1994, Alpaslan, 1993). İlk kez Yılmaz (1980)

## PAZARCİK VOLKANİTİNİN MİNERALojİK - PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

tarafından adlandırılan, Neotetisin kuzey koluna ait okyanusal kabuk ile onun pelajik örtüsünün deformasyonu sonucu oluştuğu ileri sürülen (Yılmaz, 1980; Yılmaz ve diğ., 1994) Tekelidağ Karışığı, başlıca serpantinleşmiş peridotit, diyabaz, gabro, radyolarit, pelajik kireçtaşı ve pelajik sedimanlardan oluşmaktadır. Kavak Formasyonu Akdağmadeni litodeminin üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Birim, tabanda çakıltaşlarıyla başlamakta ve kumtaşı-kiltaşı ardalanması ile devam etmektedir. Birimin alt düzeylerinde bazaltik ve andezitik bileşimli lav akıntıları ile piroklastik kayalar yer almaktadır. Bu düzeylerden itibaren pembemsi renkli kumtaşı-kireçtaşı ardalanması gözlenmektedir. Bu düzeylerdeki kireçtaşlarında Üst Paleosen-Alt Eosen yaşını veren *Alveolina cf cucumiformis* HOTTINGER, *Orbitolites cf. gracilis* LEHMAN, *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Valvulina* sp. fosil topluluğu gözlenmektedir (Alpaslan, 1993). Bu düzeylerden itibaren birimde tamamen kireçtaşları gözlenmektedir. Bu kireçtaşların alt düzeylerinde Alt Lütésiyan yaşını veren *Nummulites perforatus* (MONTFORT), *Discocyclina seunes* (DOUVILLE), *Asterocyclina cf Stellata* (D'ARCHIAC), *Actinocyclina* sp., *Spherogypsina* sp., *Nummulites aff pengaronensis* VERBEEK, *Assilina spira* (DE ROSSY), *Amphistegina* sp. fosil topluluğu, üst düzeylerinde ise Lütésiyan yaşını veren *Alveolina fusiformis* SOWERBY, *Nummulites aff fabiani* (PREVER), *Eorupertia magna* LE CALVEZ, *Rotalia trochidiformis* LA MARCK, *Solenomeris* sp. fosil topluluğu gözlenmektedir (Alpaslan, 1993). Kavak Formasyonunun alt düzeylerinde yer alan ve çalışma alanının doğu ve batı kesimlerinde geniş alanlarda yüzeyleyen volkanik kayalar daha önceki araştırmacıların (Özcan ve diğ., 1980) adlandırması dikkate alınarak Pazarcık Volkaniti olarak anılmaktadır. Bu birim, siyah-yeşilimsi siyah renkli bazaltik ve andezitik bileşimli lav akıntılarında ve bunların piroklastik eşlenikleri olan aglomera ve tüflerden oluşmaktadır. Ayrıca Kavak Formasyonu içerisinde yer alan marnlarla arakatlı lav akıntıları izlenmektedir. Kavak Formasyonu ve Pazarcık Volkaniti, Miyo-Pliyosen yaşlı Belcik Formasyonu (Alpaslan, 1993) tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Birim, çalışma alanının orta kesimlerinde yüzeylenmektedir. Tabanda karbonat çimentolu ve içerisinde santimetreden blok boyutuna kadar değişen ve hemen her türden kayaç çakılları içeren konglomeralarla başlamaktadır. Üst seviyelere doğru gevşek çimentolu kumtaşları ve kiltası ardalanması gözlen-

mekte ve fosilsiz, beyaz renkli gösel kireçtaşlarıyla son bulmaktadır. Çalışma alanındaki en genç birim ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlardır.

YAŞ	Form.	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR
Kuvaterner			Alüvyon
Üst Kret.-Paleosen	Tekelidağ Olyositi Kumu		Serpantinleşmiş peridotit diyabaz, gabro, pelajik sedimanlar
Miyo-Pliyos.	Belcik Formasyonu		Tektonik dakanak Gösel kireçtaşı Kumtaşı-kiltası ardalanması
PALEOSEN-EOSEN	Kavak Formasyonu		konglomera Uyumsuzluk Kireçtaşı kiltası-marn ardalanması
			bazaltik ve andezitik lav akıntıları ve piroklastik kayalar
MESOZOYİK	Yıldızeli Metasedimenter Grubu		konglomera Uyumsuzluk Kabuksal metamorfikler ve granitoidik intrüziif kayalar

Şekil 2: Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinin K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> adlandırma diyagramındaki konumları (LeMaitre, 1989)

Figure 2: The positions of the Pazarcık volcanics on the K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> nomenclature diagram (LeMaitre, 1989)

### MİNERALojİ-PETROGRAfİ

Çalışmanın ana konusunu oluşturan Üst Paleosen-Eosen yaşlı Pazarcık volkanitine ait bazaltik ve andezitik bileşimli lav akıntılarında ahnan bazalt ve andezit türü kayaların dokusal özellikleri ve mineralojik bileşimleri şöyle özetlenebilir:

**Bazalt:** El örneğinde yeşilimsi siyah-siyah renkli ve porfiritik dokulu olan bazaltların çıplak "gözle tanınabilen fenokristalleri yeşil renkli, sekizgen şekilli piroksen mineralleri ile prizmatik biçimli, kirli beyaz renkli plajiyoklaz minerallerinden oluşmaktadır. Mikroskop altında belirlenen en karakteristik doku tipi hipokristalin porfiritik-pilotaksitik dokudur. Bazı kesitlerde ise hipohyalin doku gözlenmektedir. Hamur, plajiyoklaz mikrolitleri,

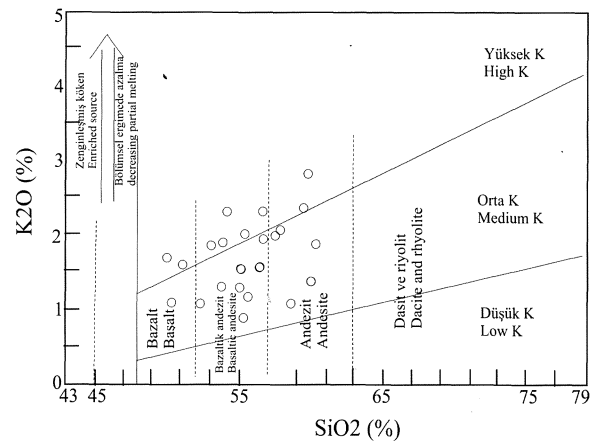
klinopiroksen mikrolitleri, opak mineral mikrolitleri ve volkanik camdan oluşmaktadır. Fenokristal olarak plajiyoklaz, klinopiroksen, olivin ve bazı kesitlerde yer yer ortopiroksen fenokristalleri izlenmektedir. Ortopiroksenlerin gözlemlendiği kesitlerde çok az miktarda da olsa hornblend fenokristalinin varlığı belirlenmiştir. Fenokristaller yer yer biraraya gelerek glomeroporfirik yığılımlar oluşturmuşlardır. Plajiyoklazlar, polisentetik ikizlenmeli olup bazı fenokristaller zonlu doku göstermektedirler. Plajiyoklazlar, Michel-Levy yöntemine (Kerr, 1959) göre yapılan sönme açılarına göre labrador (An55-65) ve andezin' (An45-50) bileşimlidirler. Plajiyoklazlarda killeşme ve karbonatlaşma türü bozunmalar izlenmektedir. Olivinler tamamen serpantinleşmişlerdir. Bazı kesitlerde olivinlerde kenarlarından itibaren iddingsitleşme gözlenmektedir. Piroksenler, iri fenokristal, küçük fenokristal ve ayrıca hamur içerisinde mikrolitler halinde izlenmektedir. Polisentetik ikizlenme, kum saati ikizlenmesi ve zonlu doku göstermektedirler. Soluk yeşil renklidirler. Pleokroyizma göstermemektedirler. 38-45°'lik bir eğik sönme göstermekte olup ojit bileşimlidirler. Olivin fenokristallerinin gözlenmediği ve/veya çok az gözlemlendiği kesitlerde klinopiroksenlerin yanısıra enstatit-bronzit bileşimli ortopiroksenler izlenmektedir. Ortopiroksenlerin yaygın olduğu kesitlerde piroksenlerin uralitleştikleri görülmektedir. Amfiboller, sarımsı yeşil-yeşil renkli olup kuvvetli pleokroyizma gösteren prizmatik mineraller halindedir. Kenarlarından itibaren opasitleşmişlerdir.

**Andezit:** El örneği düzeyinde grimsi siyah-siyah renkli olup kaim lav akıntıları halinde yüzeylenmektedir. Kayaç içerisinde prizmatik biçimli, mat siyah renkli amfibol mineralleri ile grimsi beyaz-beyaz renkli prizmatik plajiyoklaz mineralleri izlenmektedir. Mikroskopik olarak hipokristalin porfirik doku göstermektedir. Fenokristal olarak plajiyoklaz, hornblend ve az miktarda piroksen fenokristalleri gözlenmektedir. Bazı kesitlerinde akma dokusunun varlığı belirlenmiştir. Hamur, plajiyoklaz mikrolitleri, opak mineral mikrolitleri, volkanik cam ve piroksen mikrolitlerinden oluşmaktadır. Bunların yanısıra kayaç içerisinde küçük yuvarlağı' mısı taneler halinde apatit mineralleri de gözlenmektedir. Plajiyoklazlar, prizmatik biçimli kristaller halinde gözlenmektedir. Çoğunlukla polisentetik ikizlenmeli ve zonlu dokuya sahiptirler. Michel Levy yöntemiyle (Kerr, 1959) yapılan sönme açılarına göre andezinoglaz (An35-48) bileşimlidirler. Yer yer biraraya

gelerek glomeroporfirik yığılımlar oluşturmuşlardır. Killeşme ve karbonatlaşma türü bozunmalar gözlenmektedir. Hornblendler, yeşil-sarımsı yeşil renkli olup kuvvetli pleokroyizma göstermektedirler. Kenarlarından itibaren opasitleştikleri izlenmektedir. Ortopiroksenler, renksiz, prizmatik biçimli mineraller halinde izlenmektedir. Bazı kesitlerinde kenarlarından itibaren hornblend mineraline dönüştükleri gözlenmektedir. Klinopiroksenler, soluk yeşil renkli olup pleokroyizma göstermemektedirler. 48-43°'lik bir eğik sönme göstermekte olup ojit bileşimlidirler.

## JEOKİMYA

Arazi çalışmaları sırasında derlenen kayaç örneklerinden taze ve karakteristik olan toplam 25 adet kayaç örneği XRF yöntemiyle analiz edilmiştir (Çizelge 1). Elde edilen sonuçlar ilişkili diyagramlara aktarılmış ve bu diyagramlar volkanik kayaçların jeolojik konumları da dikkate alınarak yorumlanmıştır. Pazarcık volkaniti kayaç örnekleri,  $K_2O-SiO_2$  adlandırma diyagramında bazalt, bazaltik andezit ve andezit alanlarında yer almaktadır (Şekil 3).



Şekil 3: Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinin  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  adlandırma diyagramındaki konumları (Winchester ve Floyd, 1977)

*Figure 3: The positions of the Pazarlık volcanics on the  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  nomenclature diagram (Winchester and Floyd, 1977)*

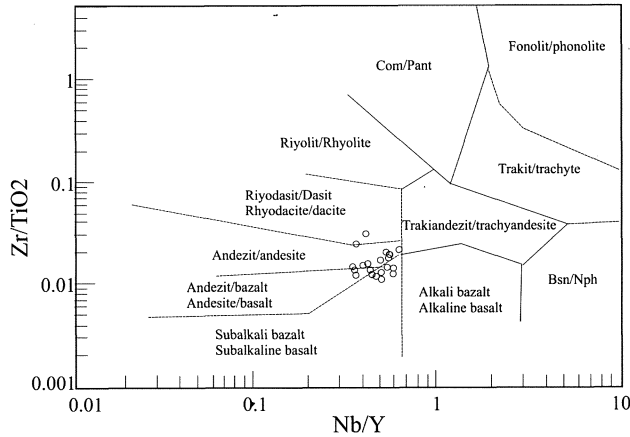
Bu kayaçlar orta ve yüksek potasyumlu alanlarda izlenmektedir (Şekil 3). Ana elementlerin yanısıra Ti, Zr, Nb ve Y gibi iz elementlerin de dikkate alındığı  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  adlandırma diyagramında (Winchester ve Floyd, 1977) ise Pazarcık volkaniti kayaç örnekleri subalkalen bazalt ve subalkalen andezit alanlarında gözlenmektedirler (Şekil 4).

PAZARCIK VOLKANİTİNİN MİNERALOJİK - PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

**Çizelge 1:** Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinin tüm kayaç ana ve eser element analiz sonuçları.

**Table I:** Whole rock major and minor element analyses results of the Pazarcık volcanics.

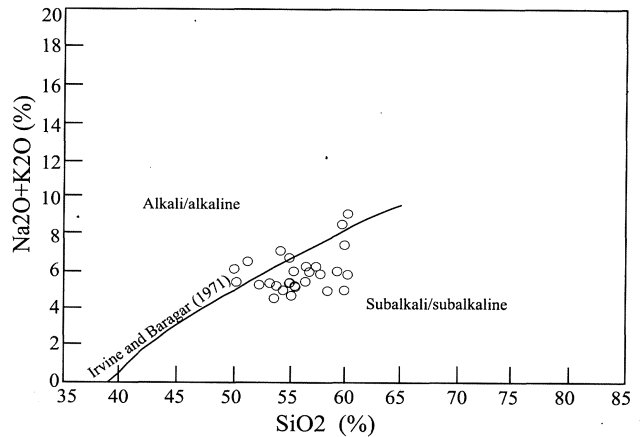
Örnek No	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	AK	Toplam	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	Th
1	53.83	1,04	16,94	7,42	0,13	4,11	9,16	3,78	1,26	0,26	0,61	98,54	46	400	373	8	140	19	4
5	53.68	1,05	17,07	7,67	0,13	4,22	9,36	3,57	1,38	0,27	1,12	99,52	43	394	357	7	138	12	4
6	54.33	1,02	18,68	6,56	0,14	2,58	8,66	3,90	1,92	0,29	0,53	98,63	39	520	477	10	146	17	2
7	55,73	1,02	17,35	5,72	0,10	2,84	9,29	3,69	2,27	0,33	1,14	99,48	57	409	345	8	154	20	5
11	56,96	1,21	18,66	4,60	0,12	2,20	8,86	3,67	2,01	0,33	1,36	99,98	46	534	417	9	163	21	4
13	58,36	1,16	18,14	4,49	0,10	1,57	8,36	3,55	2,28	0,30	1,69	100,00	.69	449	411	9	164	25	2
14	53,68	1,10	17,65	7,04	0,14	2,63	9,90	3,56	1,48	0,25	0,95	98,52	45	367	364	8	142	15	2
20	51,66	0,85	17,84	7,34	0,13	4,51	9,50	3,86	1,78	0,22	1,29	98,98	38	510	442	7	112	12	4
20-a	51,91	0,81	17,97	7,36	0,13	4,93	8,85	3,57	1,80	0,21	1,37	99,11	38	520	457	7	112	12	3
46	58,89	0,54	18,43	5,85	0,12	2,15	4,02	5,63	2,76	0,33	1,66	100,68	67	782	502	10	161	23	3
47	52,40	0,79	18,34	7,15	0,13	3,85	7,05	4,56	2,22	0,30	1,22	98,21	54	471	477	8	116	15	5
49	53,85	0,84	19,53	7,19	0,14	2,86	8,37	3,80	1,13	0,17	1,28	99,16	48	455	328	6	125	17	4
50	59,45	0,85	18,32	5,19	0,05	1,62	6,10	4,06	3,20	0,23	1,68	100,75	78	887	329	11	207	30	10
AP10	51,51	1,01	19,19	7,53	0,11	4,66	8,57	4,57	1,06	0,23	0,92	99,36	34	240	408	7	112	14	2
AP47	56,12	0,82	18,82	6,48	0,11	2,71	7,79	4,00	1,93	0,17	1,61	100,56	55	526	363	11	161	20	15
P55	54,54	0,93	18,58	6,94	0,09	4,65	6,87	4,77	1,81	0,25	1,62	101,05	41	527	324	8	145	19	10
KK70	56,35	0,81	18,38	6,59	0,11	2,55	7,46	3,90	1,94	0,17	1,79	100,05	58	594	365	12	164	19	14
CK99	52,31	0,70	18,00	7,27	0,10	5,63	8,79	3,16	1,27	0,16	1,40	98,79	32	377	441	5	97	11	2
AP162	49,67	0,91	18,46	7,76	0,13	5,02	7,85	4,60	1,52	0,23	2,49	98,64	44	353	669	7	110	14	3
K164-1	48,93	0,80	190,4	7,21	0,12	5,57	9,35	4,06	1,05	0,23	2,66	99,02	26	290	587	4	100	11	0
K-164-2	48,81	0,78	18,21	7,15	0,15	6,79	8,61	4,14	1,59	0,23	2,30	98,61	31	435	581	5	97	11	0,5
K165-1	58,11	0,81	21,24	3,89	0,19	1,57	8,94	3,94	1,09	0,21	1,62	101,62	32	374	449	5	109	14	4
KK175	56,13	0,75	18,53	6,88	0,13	3,69	7,83	3,80	1,54	0,23	1,41	100,92	38	482	467	8	124	16	2
KK179	54,03	0,73	19,59	7,27	0,13	2,96	8,19	3,85	0,86	0,14	1,49	99,24	38	360	341	6	103	17	9
SK183	60,58	0,76	20,03	3,43	0,07	1,42	8,20	3,90	1,85	0,20	1,00	101,4	45	467	622	8	145	15	2



**Şekil 4:** Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinin toplam alkali-silis diyagramındaki konumları (Irvine ve Baragar, 1971)

**Figure 4:** The positions of the Pazarcık volcanics on the total alkali-silica diagram (Irvine and Baragar, 1971)

Toplam alkali-silis diyagramında ise (Şekil 5) örneklerin bir kısmı alkaleen alana düşmekle birlikte büyük ölçüde subalkaleen alanda gözlenmektedir.

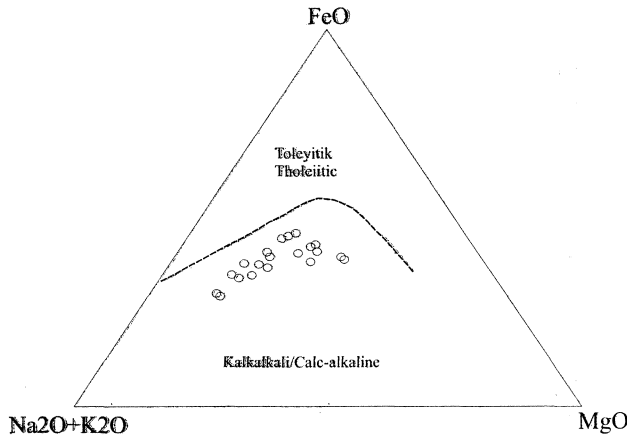


**Şekil 5:** Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinin AFM diyagramındaki konumları (Irvine ve Baragar, 1971)

**Figure 5:** The positions of the Pazarcık volcanics on the AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971)

Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinden subalkaleen alanda yer alanları AFM diyagramında kalkalkaleen alan içerisine düşmektedirler (Şekil 6)

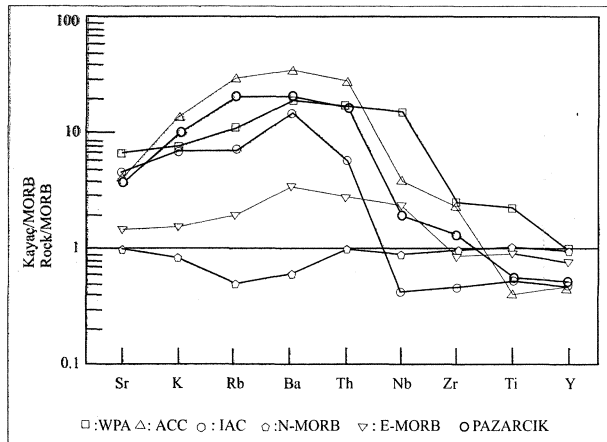




Şekil 6: Pazarcık volkaniti ve bazı jeotektonik ortamların kayaç/MORB diyagramı (Veriler: N-tipi MÖRB, E41pi MORB, IAB ve WPA Sun (1980)<sup>1</sup> den; ACC (ortalama kıtasal kabuk) Weaver ve Tarney (1984)<sup>1</sup> den; normalize değerler Pearce (1983)<sup>1</sup> den).

Figure 6: Rock/MORB spider diagram of the Pazarcık volcanics and some geotectonic environments (Data sources: N-type MORE, E-MORB, IAB and WPA from Sun (1980); ACC (average continental crust) from Weaver and Tarney (1984); normalizing values from Pearce (1983)).

Pazarcık volkaniti ile değişik jeotektonik ortamlardaki bazaltların ve ortalama kıtasal kabuk iz element içeriklerinin Pearce (1982)'ye göre normalize edilmiş kayaç/MORB diyagramında, Pazarcık volkanitinin büyük iyon yançaplı elementler (LILE) açısından önemli ölçüde zenginleştiği izlenmektedir (Şekil 7).



Şekil 7: Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinin Y/Nb-Zr/Nb diyagramı (Wilson, 1989)

Figure 7: Y/Nb-Zr/Nb diagram of the Pazarcık volcanics (from Wilson, 1989)

Pazarcık volkanitinin kayaç/MORB diyagramına bakıldığında; Sr, K, Rb, Ba ve Th içeriğinin ortalama kıtasal kabuk ve plaka içi alkalin bazalt arasında olduğu görülmektedir (Şekil 7). Büyük iyon yançaplı elementlerde gözlenen bu zenginleşmeler, özellikle de Ba elementinin yüksek sıcaklıkta kristalleşen feldispatların bünyelerine girmeleriyle de uyumluluk sergilemektedir (Vernon, 1986). Kayaç/MORB diyagramında gözlenen bu özellik, ilksel olarak üst mantodan türemiş alkali bazaltik bir magmanın yüzeye çıkarken kıtasal kabuk tarafından kirletebileceğini akla getirebilmektedir.

Pazarcık volkaniti bazalt örneklerindeki plajiyoklazların bileşimlerinin genellikle labrador olduğu düşünülürse, Ba ve bununla uyumlu davranış sergileyen Rb, Sr ve K zenginleşmeleri de açıklanabilmektedir. Kalıcılığı yüksek elementler (HFSE) olan Nb, Zr, T, ve Y açısından ise Pazarcık volkaniti ada yayı bazaltı ve plaka içi bazalt arasında değerler göstermektedir (Şekil 7). Nb içeriği E-MORB' a yakın değerler gösterirken, Ti ve Y içerikleri ortalama kıtasal kabuk ve ada yayı bazaltı değerlerine yakın değerlerde izlenmektedir. Büyük iyon yançaplı elementlerde gözlenen zenginleşmeler ve kalıcılığı yüksek elementlerde gözlenen tüketilmeler Pearce (1982, 1983) ve Hawkesworth ve diğ. (1977) tarafından yitimin sonucu olarak da yorumlanabilmektedirler.

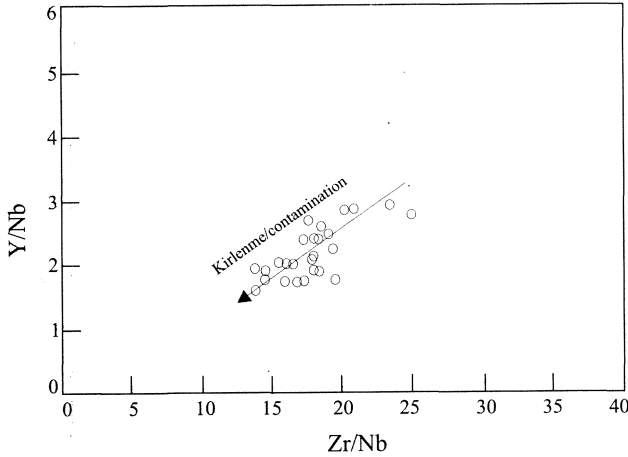
Kayaç/MORB diyagramında gözlemlenen bu özellikler, Pazarcık volkaniti ve bazı jeotektonik ortamlardaki bazaltlar ile ortalama kıtasal kabuğun LILE/LILE ve HFSE/HFSE oranlarının karşılaştırıldığı Çizelge 2' de de gözlenmektedir. Çizelge 2' ye bakıldığında Pazarcık volkanitindeki HFS element oranlarının MORB (N-tipi ve E-tipi) oranlarına benzediği, LIL element oranlarının ise ortalama kıtasal kabuktaki oranlara benzer değerlere sahip olduğu izlenmektedir.

Pazarcık volkanitinin kayaç/MORB profilinin plaka içi alkalin bazalt ve kıtasal kabuk arasında bir değerde gözlenmesi, Pazarcık volkanitinin evriminde kabuk bulaşmasının etkili olabileceğini belirtmektedir. Diğer yandan, kalıcılığı yüksek elementler açısından gözlemlenen tüketilme de Pazarcık volkanitini oluşturan magmanın kıtasal kabuktan geçerken kabuksal bulaşmaya uğramasıyla açıklanabilmektedir. Y/Nb-Zr/Nb (Şekil 8) ve Rb/Y-Nb/Y (Şekil 9) diyagramlarında gözlemlenen yönelimler Pazarcık volkanitini oluşturan magmanın evriminde kirlenme süreçlerinin varlığını belirtmektedir.

**Çizelge 2:** Pazarcık Volkaniti ile bazı jeotektonik ortamlardaki bazaltların iz element içeriklerinin karşılaştırılması. 1. Pazarcık Voikaniti; 2. N-tipi MORB; 3. E-tipi MORB; 4. plaka içi toleyitik; 5. Yay ardı toleyitik; 6. Ada yayı toleyitik; 7. Ada yayı kalkalkalen; 8. Plaka içi alkalen. Veriler: 1: Pazarcık Volkaniti; 2, 3 6, 7 ve 8 Sun (1980)'den; 4 Pearce (1982)'den; 5 Hawkesworth ve diğ. (1977)'den.

*Table 2: Comparative table of the Pazarcık volcanic and the basalts of some geotectonic environments. 1. Pazarcık volcanics; 2: N-type MORB; 3: E-type MORB; 4: Within-plate tholeiitic; 5: Back-arc tholeiitic; 6: Island arc tholeiitic; 7: Island arc calc-alkaline; 8: Within-plate alkaline. Data sources; 1: Pazarcık volcanics; 2, 3, 6 and 7 from Sun (1980); 4 from Pearce (1982); 5 from Hawkesworth et al (1977)*

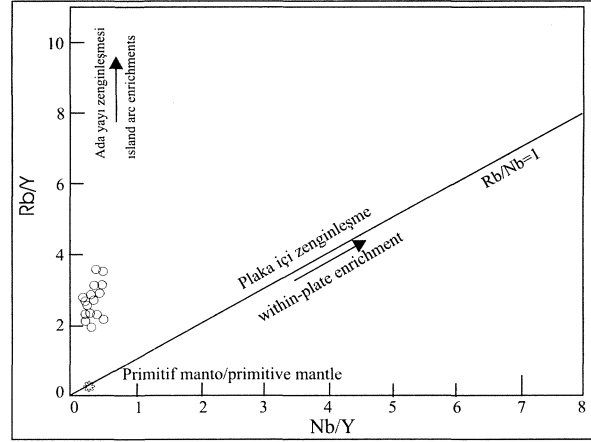
	1	2	3	4	5	6	7	8
K	12118	1060	1920	4151	3569	3240	8640	9600
Rb	42	1.0	3.9	7.5	6	4.6	14	22
Sr	453	124	180	290	212	200	550	800
Ba	420	12	68	100	77	110	300	380
Zr	119	85	75	149	130	22	40	220
Nb	6.7	3.1	8.1	13	8	0.7	1.4	53
Y	13.9	29	22	26	30	12	15	30
Ti	5215	9300	8060	13369	8753	3000	4650	20000



**Şekil 8:** Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinin Rb/Y-Nb/Y diyagramı (Edwards ve diğ., 1991)

**Figure 8:** Rb/Y-Nb/Y diagram of the Pazarcık volcanics (Edwards et al, 1991)

İz element verilerinden gidilerek hazırlanan jeotektonik ortam ayırtman diyagramlarından Nb\*2-Zr/4-Y diyagramında (Şekil 10; Meschede, 1986), Pazarcık volkaniti kayaç örnekleri plaka içi bazalt alanlarında yer almaktadır.



**Şekil 9:** Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinin Nb\*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) jeotektonik ayırtman diyagramındaki konumları.

**Figure 9:** The positions of the Pazarcık volcanics on the Nb\*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) geotectonic discrimination diagram.

## SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Yıldızeli (Sivas) yöresinde geniş alanlarda yüzeyleyen ve bazaltik ve andezitik bileşimli lav akıntıları ile bunların piroklastik eşleniklerinden oluşan Pazarcık volkanitinin jeolojik konumu ve volkanik kayaçların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin değerlendirilmesi sonucunda aşağıda verilen sonuçlara ulaşılabilmektedir:

Bu çalışmadan elde edilen sonuçlardan birincisi Pazarcık volkanitinin jeolojik konumu ile ilişkilidir. Neotetisin kuzey kolunun kapanmasıyla başlayan yitim süreci (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tüysüz, 1993) Pontidler ve Anatolidler arasında Geç Kretase' de gerçekleşen kıtasal çarpışmayla sona ermiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tüysüz, 1993; Görür ve diğ., 1984; Görür ve diğ., 1998). Kıtasal çarpışmayı izleyen evrede, bölge doğu-batı gidişli bindirmelerle belirginleşen önemli ölçüde kabuksal kısılma ve kalınlaşmaya uğramış (Şengör ve Yılmaz, 1981) ve çarpışma ile ilişkili kalkalkalin magmatizma (Erler ve Göncüoğlu, 1996; Ekici ve Boztuğ., 1997; Alpaslan ve Boztuğ, 1997; İlbeyli ve Pearce; 1997) oluşmuştur. Kabuksal kalınlaşmayı izleyen evrede bölgede gerilmeli bir tektonik rejim ve bununla ilişkili magmatik aktiviteler meydana gelmiştir (Alpaslan ve Boztuğ, 1997; Alpaslan, 1997; Boztuğ ve diğ., 1996; Boztuğ ve diğ., 1997; Boztuğ ve diğ., 1998). Pazarcık volkanitine ait lav akıntıları ve piroklastik kayaçlar, çoğunlukla Üst Paleosen-Alt Eosen yaşını veren sedimanter istifin tabanında yer

almaktadırlar. Pazarcık volkaniti, Neotetisin kuzey kolunun kapanmasını izleyen evrede gelişen çarpışma sonrası havzalar içerisinde sedimanter kayaçlarla ardışıklı olarak gözlenmektedir (Özcan ve diğ., 1980; Alpaslan, 1993; Yılmaz ve Ercan, 1984; Yılmaz ve diğ., 1994; Cater ve diğ., 1991; Göncüoğlu ve diğ., 1994; Görür ve diğ., 1998). Bu veriler, Pazarcık volkanitini oluşturan volkanizmanın başlangıcında gerilmeli bir tektonik rejimin hakim olduğunu ve bununla ilişkili havza gelişmelerinin meydana geldiğini göstermektedir (Yılmaz ve diğ., 1993; Dellaloğlu ve diğ., 1992; Tüysüz ve diğ., 1995; Görür ve diğ., 1998). Bu da Pazarcık volkanitini oluşturan magmanın yüzeye çıkışı ile herhangi bir yitim olayı arasında bir ilişkinin olmadığını belirtmektedir.

Pazarcık volkaniti kayaç örneklerinden birkaç tanesi alkalin özellik göstermekle birlikte esas olarak subalkalen alanda yer almakta ve bunlar kalkalkalen karakter sunmaktadırlar. İz element verilerine dayalı jeotektonik ortam ayırtma diyagramı (Şekil 10), Pazarcık volkaniti bazalt örneklerinin plaka içi alkalin bir karakterde olduğunu belirtmektedir. Kayaç/MORB diyagramı, Pazarcık volkanitinin büyük iyon yarıçaplı elementlerce (LILE) zenginleştiğini, kalıcılığı yüksek elementler (HFSE) açısından ise tüketildiğini göstermektedir. Büyük iyon yarıçaplı element zenginleşmeleri, olası olarak yitim süreçleri sırasında köken bölgenin bu elementler açısından zenginleştiğini belirtmektedir (Pearce ve diğ., 1990; McCulloch ve Gamble, 1991). Ancak çalışma alanının içerisinde bulunduğu zon içerisinde ada yayı aktivitesi ile ilgili magmatik kayaçlar gözlenmemektedir. Bu nedenle yitim süreçleri sırasında köken bölgenin zenginleşmesi sürecinin Pazarcık volkanitini oluşturan magma oluşumu ile bir ilişkisinin olduğunu söylemek güçtür. LILE zenginleşmeleri için bir diğer olası açıklama ise kirlenme süreçleridir (Wilson, 1989). Pazarcık volkaniti ile bazı jeotektonik ortamların kayaç/MORB diyagramındaki element profilleri (Şekil 7) dikkate alındığında, Pazarcık volkaniti element profilinin büyük iyon yarıçaplı elementler açısından plaka içi alkalin ve ada yayı bazaltı arasında konumlandıkları, kalıcılığı yüksek elementler açısından ise plaka içi alkalin bazaltı profili ile ada yayı bazaltı ve MORB profilleri arasında yer aldığı izlenmektedir. Zr/Nb-Y/Nb ve Rb/Y-Nb/Y diyagramları da (Şekil 8 ve Şekil 9) kirlenme süreçlerini tanımlamaktadır. Bu veriler, Pazarcık volkaniti

oluşturan magmanın yüzeye çıkarken kirlenme süreçleri etkisinde kaldığını göstermektedir. Pazarcık volkaniti bazalt örneklerinin plaka içi bazaltı karakterinde (Şekil 10) olduğu hatırlanırsa, Pazarcık volkanitini oluşturan köken magmanın alkalin özellikte olduğu söylenebilmektedir. Bilindiği gibi alkalin magmalar üst manto peridotitinin düşük dereceli bölümsel ergimesiyle oluşmaktadır (Wilson, 1989). Kıtasal plaka içi ortamlarda alkalin magma oluşumunda manto materyali, fraksiyonel kristallenme ve kabuksal kirlenme süreçleri önemli roller oynamaktadırlar (Baker ve McBirney, 1987; Perry ve diğ., 1987; Wilson, 1989). Ancak böylesi magmaların evrimini tam olarak açıklayabilmek için REE ile radyojenik (Sr, Nd, Pb) ve duraylı (O, H, S) izotop verilerine gereksinim bulunmaktadır. Bununla birlikte ana ve iz element verileri, Pazarcık volkanitini oluşturan magmanın plaka içi ortamda oluştuğunu ve evriminde kirlenme sürecinin önemli bir faktör olduğunu göstermektedir.

Pazarcık volkanitinden elde edilen ana ve iz element verileri ile Pazarcık volkanitinin jeolojik konumu birlikte değerlendirildiğinde, Pazarcık volkanitinin evrimi için şöyle bir model ileri sürülebilmektedir: Pazarcık volkanitini oluşturan magma Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasını izleyen evrede oluşan Pontid ve Anatolid arasındaki kıtasal çarpışmadan hemen sonra gelişen gerilmeli tektonik rejim altında üst manto peridotitinin düşük dereceli bölümsel ergimesiyle oluşan alkalin karakterli bir magmadan kaynaklanmıştır. Magmanın yüzeye çıkışı sırasında, kalınlaşmış kıtasal kabuk malzemesi tarafından kirlenmeye uğramıştır.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma fonu tarafından desteklenmiştir. Yazar, çalışmanın değişik evrelerindeki katkılarından dolayı Prof.Dr. Durmuş BOZTUĞ (C.Ü.), hakem olarak yapıcı ve yönlendirici eleştirilerinden dolayı Prof.Dr.Cemal GÖNCÜOĞLU (ODTÜ) ve Doç.Dr.Nilgün GÜLEÇ (ODTÜ)'e teşekkür eder.

**EXTENDED SUMMARY**

Paleocene to Eocene volcanics form widespread exposures in an area between Anatolide and Pontide fragments. The basement of that area consists of the metasedimentary rocks and granitoid intrusions associated with continental collision. Paleocene-Eocene sediments and volcanics overlay the basement rocks. These rocks were developed in the post-collisional basins, and intercalated with each other. Volcanic rocks occur as thick lava flows, and show columnar jointing in some localities. They consist of the basaltic and andesitic lava flows and their pyroclastic derivatives. Fossil determinations from the limestones belonging to the Kavak formation, which includes volcanics, exhibit that it occurred at Upper Paleocene to Lutetian time interval. Lava flows and pyroclastic rocks take place at the base of the Kavak formation, and intercalate with sediments towards to top. Mio-Pliocene sediments unconformably cover of above two units. Ophiolitic rocks, which are remnants of the northern branch of Neotethyan, tectonically overlap the basement and its Tertiary cover.

Basalts are greenish black to black colored. They microscopically show hypocrystalline porphyritic-pilotaxitic texture, and include plagioclase, pyroxene and olivine phenocrysts. Some basalts also contain orthopyroxene and rare hornblende phenocrysts. Groundmass is composed of glass and pyroxene and plagioclase microlithes, and opaque material. Clinopyroxenes exhibit complex zoning patterns. Plagioclases are labrador and andesine in composition. All phenocrysts may occur in glomeruloaggregates. Andesites greenish black-colored. They display hypocrystalline porphyritic texture and include hornblende and plagioclase phenocrysts. Flow texture has been observed in some samples. Plagioclases are oligoclase-oligoclase in composition. Hornblendes are surrounded by opaque material.

Pazarcık volcanics fall into subalkaline basalt and andesite field on the  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  nomenclature diagram, and show the subalkaline character on the total alkali-silica diagram. They are also plotted in calcalkaline field on the AFM diagram. MORB normalized spider diagram reveals the large ion lithophile element (LILE) enrichments and high field strength element (HFSE) depletions. HFSE/HFSE and LILE/LILE ratios of basaltic samples are resemble to MORB and continental crust, respectively. Geotectonic discriminant diagram for

the Pazarcık volcanics based on the trace element data reveal within-plate character of volcanics.

Considering all data with the regional geology, such a model may be proposed for the evolution of the volcanics: The magma was formed as a result of a small degree partial melting of the upper mantle material under the tensional regime after the continental collision between the Anatolide and Pontide fragments. This magma was underwent crustal contamination on its evolution.

**DEĞİNİLEN BELGELER**

- Alpaslan, M., 1993, Yıldızeli yöresi (Sivas batısı) Metamorfizmasının Petrolojik Özellikleri, C.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, Sivas, 359 s.
- Alpaslan, M., 1997, Çakmak trakit-porfirinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri, Ç.Ü. Geosound, Sayı: 30,
- Alpaslan, M. ve Terzioğlu, N., 1998, Pontidlerde çarpışma sonrası volkanizmaya bir örnek: Sürmeli Volkaniti (Talova-Amasya), C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A: Yerbilimleri, 15, 1, 13-20
- Alpaslan, M. and Boztuğ, D., 1997, The co-existence of the syn-COLG and post-COLG plutons in the Yıldızeli (West of Sivas), Turkish Journal of Earth Sciences,
- Alpaslan, M., Guezou, J.C., Bonhomme, M. ve Boztuğ, D., 1996, Yıldızeli Metasedimanter Grubu içerisindeki Fındıcak Metamorfizmasının metamorfizması ve yaşı, Türkiye Jeoloji Bülteni, 39, 17-27
- Baker, B.H. ve McBirney, A.R., 1985; Liquid fractionation. Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation. J. Volcanol. Geotherm. Res., 24, 55-81
- Boztuğ, D., Yılmaz, S. and Alpaslan, M., 1996, The Karaçayır syenite, N of Sivas: A peraluminous and post-collisional alkaline pluton in the Easternmost part of Kirlehir Block, Central Anatolia, Turkey, C.U. Bull. Faculty of Engineering. Series A: Earth Sciences, 13, 1, 141-153

- Boztuğ, D., Debon, F., Jnan, S., Tutkun, S.Z., Avcı, N. and Kesgin, Ö., 1997, Comparative geochemistry of four plutons from the Cretaceous-Paleogene Central Anatolian alkaline province (Divriği region, Sivas, Turkey). *Turkish Journal Of Earth Sciences*, 6, 95-115
- Boztuğ, D., Yağmur, M., Otlu, N., Tatar, S. and Yeliltal, A., 1998, Petrology of the post-collisional, within-plate Yıldızdağ Gabbroic pluton, Yıldızeli-Sivas region, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 37-51
- Büyükkönel, G., 1986, Yozgat yöresi volkanitlerinin asal ve iz elementlerinin dağılımı, *MTA Dergisi*, 105-106
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C. and Turner, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas basin, Central Turkey, *Tectonophysics*, 195, 135-149
- Dellaloğlu, A.A., Tüysüz, O. ve Kaya, H.İ., 1992, Kalecik (Ankara)-Eldivan (Çankırı)-Yapraklı, İskilip (Çorum) ve Devrez çayı arasındaki alanın jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Arşivi, Rapor no: 3194, 241 s.
- Ekici, T., 1997, Yozgat batoliti Yozgat güneyi kesiminin petrolojisi, C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek lisans tezi, 72 s. (yayımlanmamış)
- Ekici, T. ve Boztuğ, D., 1997, Anatolid-Pontid çarpışma sisteminin pasif kenarında yer alan Yozgat batolitinde sin-COLG ve post-COLG granitoid birlikteliği, Çukurova Üniversitesinde jeoloji Mühendisliği eğitiminin 20. YIII sempozyumu, *Geosound*, 30/2, 519-538
- Erlor, A. and Göncüoğlu, M.C., 1996, Geologic and tectonic setting of the Yozgat batholith, Northern Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey, *International Geology Review*, 38, 714-726
- Edwards, C., Menzies, M. and Thirwall, M., 1991, Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay supra-subduction zone and intra-plate processes in the genesis of the potassic alkaline magmas, *Journal of Petrology*, 32, 3, 555-592
- Floyd, P.A., 1983, Composition and petrogenesis of the Lizard complex and pre-orogenic basaltic rocks in Southwest England. In: Hancock, P.L. (ed.) *The Variscan fold belt in the British Isles*. Hilger, Bristol, 130-152
- Gençalioğlu-Kuşçu, G. and Floyd, P.A., 1995, Preliminary data on petrography and geochemistry of dacites and rhyodacites from Saraykent region, Yozgat, Central Anatolia, Turkey, *IIESCA Proceeding*, p: 399-414
- Govindaraju, K., 1989, 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandarts: *Geostandarts newsletter*, 13, 1-113
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, L., Erlor, A. ve Olgun, E., 1991, Orta Anadolu batı kesiminin jeolojisi. TPAO Proje Rap. No: 2909, 140 s. (yayımlanmamış)
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Erlor, A. ve Yalınız, K., 1994, Orta Anadolu Masifinin Doğu Bölümünün Jeolojisi, Bölüm 4: Orta Anadolu Masifinin Sivas Baseni ile ilişkisi, ODTÜ-TPAO Proje Rap., 135 s. (yayımlanmamış)
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. and Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neotethyan closure. In: Dixon J.E. and Robertson A.H.F. (eds), *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, Blackwell Sci. Publ., Edinburgh, 467-482
- Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör, A.M.C., 1998, Tectonic evolution of the Central Anatolian basins. *Inter. Geology Review*, 40, 831-850
- Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J., Hamilton, P.J. and Evensen, N.M., 1977, A geochemical study of island arc and back arc tholeiites from the Scotia Sea. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 36, 253-262
- Hoernle, K. and Schminke, H.U., 1993, The role of partial melting in the 15 Ma geochemical evolution of Gran Canada: A blob model for the Canary hotspot. *J. Petrol.*, 34, 599-626
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the geochemical classification of the common rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548
- İlbeyli, N. and Pearce, J.A., 1997, Petrogenesis of the collision-related central Anatolian Granitoids, Turkey, EUG-9, Strasbourg, France, 23-27 March 1997, Symposium 55: Post-collisional magmatism, Abstracts, p. 502

## PAZARCIK VOLKANİTİNİN MİNERALojİK - PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

- Kerr, 1959, Optical Mineralogy, McGraw Hill, New York, 442 s.
- Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri, MTA Dergisi, 66, 20-34
- Kuşçu, G., ve Floyd, P.A., 1998; Magma mingling in Saraykent volcanics: mineral chemistry evidence, Third International Turkish Geology Symposium, abstracts, 160
- Le Maitre, R.W., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- McCulloch, M.T. and Gamble, J.A., 1971, Geochemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planet. Sci. Lett., 102, 358-374
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol, 56, 207-218
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Siimengen, M. ve Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu fayı-Kırşehir masifi arasının temel jeolojisi: MTA Rap. No: 6722, 139 s (yayımlanmamış)
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: orogenic andesites and related rocks, R.S.Thorpe (ed), 525-548
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ and Norry MJ (eds), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, p. 230-249
- Pearce, J.A., Bender, J.F., de Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moor bath, S. and Mitchell, J.G., 1990 Genesis of the collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Journal of Geotherm. Res, 44, 189-229
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R, 1976 Geochemistry of Eocene calc-alkaline rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol, 58, 63-81
- Perry, F.V, Baldrige, W.S. and DePaola, D.S, 1987 Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of Late Cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande Rift and adjacent regions of the southwestern United States, J. Geophys. Res, 92, 9193-9213
- Sun, S.S, 1980 Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid - ocean ridges, ocean islands and island arcs, Phil. Trans. R. Soc. London, A297, 409-45
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y, 1981 Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181 -241
- Thompson, R.N, Morrison, H.A, Hendry, G.L. and Parry, S.J, 1984, An assesment of the relative, roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Phil. Trans. R. Soc. London, A310, 549-590
- Terzioğlu, N, 1984, Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi, C.Ü. Mühendislik Fak. Dergisi, Seri-A Yerbilimleri, 1,43-60
- Tüysüz, O. ve Dellaloğlu, A, 1992, Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve havzanın tektonik evrimi, Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri, p. 333-349
- Tüysüz, O, 1993, Karadenizden Orta Anadoluya bir jeotravers: Kuzey Neo-tetisin tektonik evrimi, TPJD Bülteni, 5/1, 1-33
- Tüysüz, O, Dellaloğlu, A. and Terzioğlu, N, 1995, A magmatic belt within the Neo-tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey, Tectonophysics, 243, 173-191
- Vernon, R.H, 1986, K-feldspar megacrysts in granites: Phe<sup>o</sup>ocrysts, not prophyroblasts, Earth Science Reviews, 23, 1-43
- Weaver, B.L, 1991, The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace elements and isotopic constraints. Earth Planet. Sci. Lett, 104,381-397
- Weaver, B.L. and Tarney, J, 1984, Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, Nature, 310, 575-57
- Wilson, M, 1989, Igneous petrogenesis, Unwyn Hyman, London, 465 pp.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A, 1977,

Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20, 325-343

Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi: A.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü, Doktora Tezi, 136 s. (yayımlanmamış)

Yılmaz, A. ve Ercan, T., 1984, Tokat ile Sivas arasında yer alan Yıldızdağ gabrosunun petrokimyasal özellikleri, Jeoloji Mühendisliği, 20, 11-16

Yılmaz, A., Uysal, Ş., Yusufoglu, H., Ağan, A., Kallioğlu, A., İnal, A., Aydın, N., Bedi, Y., Havzaoglu, T., Göç, D., İnal, E., Erkan, E., 1994, Akdağ Masifi (Sivas) ve dolayının jeolojisi incelemesi, MTA Derleme rapor no: 9721, 49s. (yayımlanmamış)

Yılmaz, Y ve Tüysüz, O., 1984, Kastamonu-Boyabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi (Ilgaz-Kargı masiflerinin etüdü). MTA Rap., 275 s.

Yılmaz Y, Gürpınar, O., Yıldırım, M., Genç, Ş.C., Elmas, Ö.F., Terzioğlu, N., Çalışkan, B.A., 1993, Tokat masifi ve yakın çevresinin jeolojisi, TPAO Rap. No: 3390, 429 s. (yayımlanmamış).

---

Makalenin geliş tarihi: 11.06.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 01.06.2000

*Received June 11, 1999*

*Accepted June 01, 2000*



## 12 Kasım 1999 Düzce Depremi ve Bölgesel Tektonik Anlamı *12 November 1999 Düzce Earthquake and the Regional Significance*

Süha ÖZDEN	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Orhan TATAR	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
B. Levent MESCİ	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Fikret KOÇBULUT	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
S. Zeki TUTKUN	Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 41100 Kocaeli
Bülent DOĞAN	Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 41100 Kocaeli
Oktay TÜVAR	MTA 1. Bölge Müdürlüğü, 58140 Sivas

### Öz

12 Kasım 1999'da yerel saatle 18<sup>57</sup> 'de Kuzey Anadolu Fay zonunun batı kesiminde Bolu, Düzce, Kaynaşlı ve çevresini etkileyen büyük şiddetli bir deprem olmuştur. Oldukça geniş bir alanda hissedilen bu depremde, 800'ün üzerinde insanı yaşamını yitirmiş, 2500 civarında insan yaralanmış ve 1500'ün üzerinde bina hasar görürken, inşaatı halen devam etmekte olan Bolu Tüneli ve viyadükleri de depremden etkilenmiştir. USGS verilerine göre depremin episantrı, 40.768 kuzey enlemi ile 31.148 doğu boylamının kesiştiği, Düzce ili güneyinde Çınarlı köyünün K-KD'suna düşmektedir. Odak derinliği 14 km ve aletsel büyüklüğü Ms=7.2 olan bu deprem, yaklaşık D-B doğrultulu ve sağ yanal atımlı ana yer değiştirme düzlemi boyunca, C?ölyaka ile Kaynaşlı doğusuna kadar uzanan bir yüzey kırığı oluşturmuştur. Aletsel dönemlerde doğudan batıya doğru devam eden ve değişik depremlerle kırılan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Bolu ile Düzce arasında kırılmayan bölümü üzerinde meydana gelen bu deprem sonucu 30 km uzunluğunda, yer yer 1 km genişliğinde bir alana yayılan yüzey kırığı oluşmuştur. Bu yüzey kırığı boyunca 380 cm'ye varan sağ yanal ötelenmeler belirlenmiştir. Yüzey kırığı, tüm uzanımı boyunca iki ayrı yerde, 1-2 km'lik atlamalar (stepover) yapmakta, bir ana ve iki yan segment'den oluşmaktadır. Yüzey kırığı boyunca oluşan yanal ötelenmelerin yanı sıra, yer yer büyük heyelanlar ve 4-5 metreye kadar ulaşan çökmeler de belirlenmiştir. Batıda Gölyaka ile Doğuda Dip mahallesi arasında uzanan Düzce depremi yüzey kırığı üzerinde, bir doğrultu atımlı faylanmada çoğunlukla izlenebilen, ana koldan ayrılıp tekrar birleşen küçük kırıkların (anastomosing structures) yanı sıra, daha çok sıkıştırıcı bükümlerin (restraining bend) egemen olduğu alanlarda basınç sırtlarının varlığı saptanmıştır. Bununla beraber, yersel alanlarda küçük ölçekli çöküntü gölleri (sag ponds) ve sıvılaşma yapıları da (liquefactions) izlenmiştir.

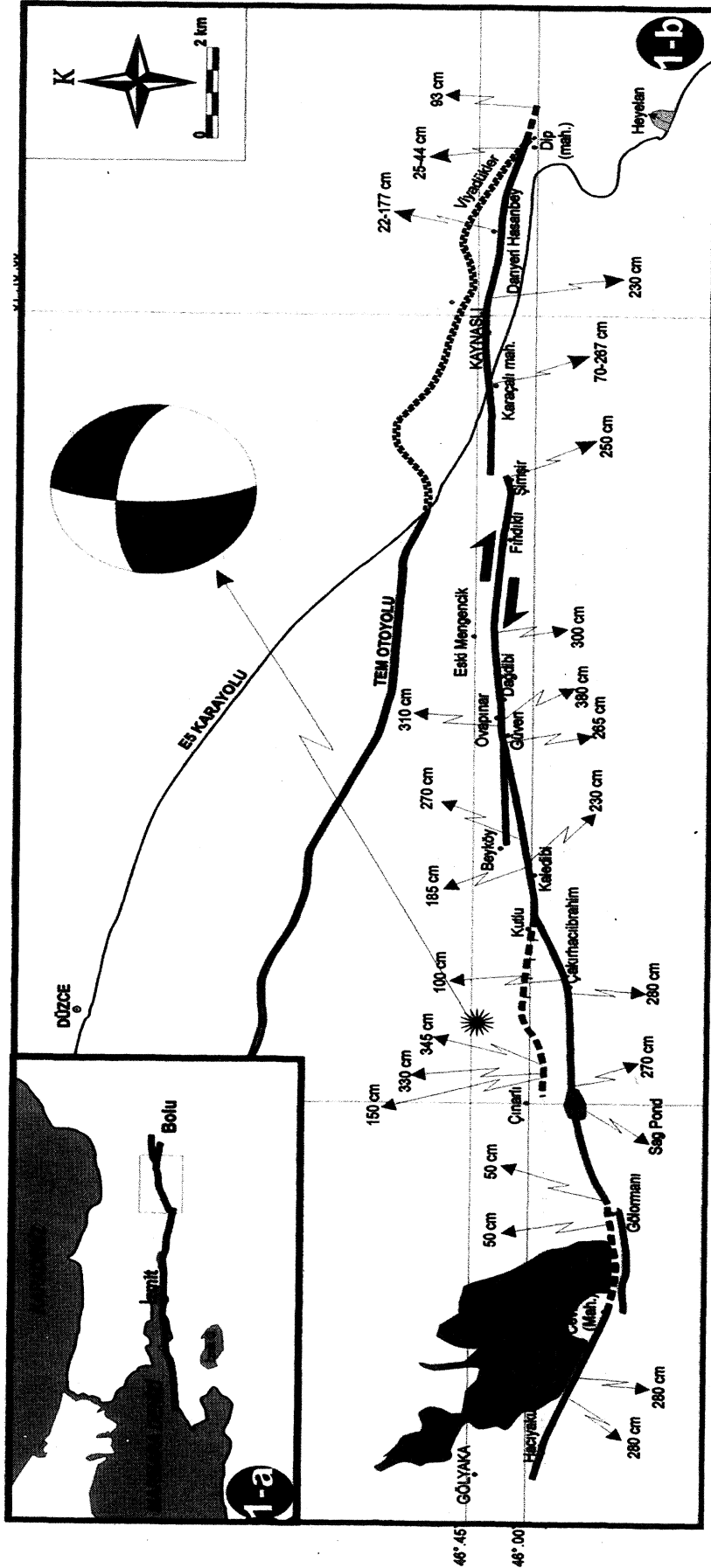
**Anahtar Kelimeler:** Aktif tektonik, Düzce Depremi, Düzce fayı, Kuzey Anadolu Fayı.

### Abstract

*An earthquake taken place on the western part of the North Anatolian Fault Zone around Bolu, Düzce and Kaynaşlı villages on the 12 November 1999 at 18<sup>57</sup>. The earthquake affected very large areas resulted in more than 800 deaths, left over 2500 people wounded, around 1500 buildings damaged. It is notable that Bolu tunnel and viaducts were also severely damaged. According to USGS data, epicenter of the Düzce earthquake falls at 40.768 North latitude and 31.148 East longitude where coincides N-NE of the Çınarlı Village of Düzce. The magnitude was determined as 7.2 Ms and started at 14 km deep from surface. This event created about 30 km surface rupture between Gölyaka in the west and Dip village in the east. The observed dextral strike-slip displacement yields up to 380 cm along the eastern part of the surface rupture. The detailed mapping of surface rupture revealed at least one main and two smaller segments in a E- W trend. In addition to strike-slip offset, occasionally huge landslides of around 4-5 m, collapsed and subsided. The geometry of the surface rupture of the Düzce earthquake, elongated between Gölyaka and Dip villages, has shown a general characteristics of strike-slip faulting such as anastomosing structures, horse tails, pressure ridges and sag ponds were extensively developed along the surface rupture of Düzce earthquake. Furthermore, small scale sag ponds and liquefaction structures were determined locally along the surface rupture.*

*Key words: Active Tectonics, Düzce Earthquake, Düzce Fault, North Anatolian Fault.*





Şekil 1: a-b. 12 Kasım 1999 Düzce depremi yüzey kırığı ve atım dağılımı haritası. Figure 1: a-b. 12 November 1999 Düzce earthquake surface rupture and slip map.

## GİRİŞ

17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi, oldukça geniş bir alanı etkileyen, aynı zamanda bütün Batı Anadolu'da da hissedilen son yüzyılın en büyük depremlerinden ( $M_s=7.4$ ) birisi olarak tarihe geçmiştir. 18.000'in üzerinde insanın yaşamını yitirdiği bu deprem ile birlikte, uzun süreden bu yana büyük depremlerin yaşanmadığı Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı kesiminin büyük bir sismik aktivite kazandığı görülmüştür (Şekil 1 a-b). Kocaeli depreminin üzerinden henüz iki ayı aşkın bir süre geçmesine rağmen, bu kez 12 Kasım 1999 saat 18<sup>57</sup>'de Düzce ve yakın civarını etkileyen şiddetli bir deprem ( $M_s=7.2$ ) daha yaşanmıştır. Kuzey Anadolu Fay zonu'nun batı kesiminde Bolu, Düzce, Kaynaşlı ve çevresini etkileyen bu deprem, oldukça geniş bir alanda hissedilmiş, 800'ün üzerinde insan hayatını yitiren, 2500 civarında insan yaralanmıştır. Bunun yanı sıra, Düzce ve yakın civarında 1500'ün üzerinde bina hasar görürken, inşaatı halen devam etmekte olan Bolu Tüneli ve viyadükleri de bu depremden ciddi biçimde etkilenmiştir.  $M_s=7.2$  büyüklüğündeki Düzce depreminin USGS verilerine göre episantrı, 40.768 kuzey enlemi ile 31.148 doğu boylamının kesiştiği bir alanda yer almaktadır.

Bu alan, Düzce ili güneyinde yer alan Çınarlı köyünün K-KD'suna düşmektedir. Deprem odak çözümlemesi incelendiğinde, depremi oluşturan hareketin yaklaşık 14 km derinlikte başladığı ve K84B ya da kabaca D-B doğrultulu ana yer değiştirme düzlemi boyunca sağ yanal doğrultu atımlı bir hareket sonucu geliştiği anlaşılmaktadır (Şekil 1-b).

Bu çalışmada, Düzce depremi sonrası oluşan yüzey kırığı, bu kırık üzerinde gelişen atım dağılımları, hasar durumu ile bu depremin bölgesel tektonik anlamı ele alınacaktır.

## BÖLGESEL JEOLJİK VE TEKTONİK KONUM

Düzce depremi ile oluşan yüzey kırığı, Bolu batısında Kaynaşlı doğusu ile Gölyaka arasında uzanmaktadır. Jeolojik açıdan bu bölge ve yakın civarında, Paleozoyik'ten Senozoyik'e kadar değişik yaş ve özellikte kaya birimleri yüzeylenmektedir. Bugüne kadar bu bölgede yapılan jeolojik amaçlı çalışmalarda, bölgenin temelinde Paleozoyik yaşlı, gnays, şist, kuvarsit ve benzeri metamorfik kayaların (Bolu masifi; Blumental, 1948) yer aldığı

ifade edilmektedir (Öztürk vd., 1984). Düzce güneyinde ve Düzce fayını da içerisine alan bir kesimde ise, andezit ve bazalt bileşimli Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar geniş yayılımlar sunmaktadır. Düzce batısında ve Gölyaka civarında Eosen yaşlı sedimanter birimler bulunmaktadır. Bu birimler, batıda Gölyaka ile doğuda Kaynaşlı arasında, Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Aydın vd., 1987).

Batıda Saros Körfezi ile doğuda Karlıova arasında toplam uzunluğu 1200 km civarında olan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) tüm uzanımı boyunca birkaç segmente ayrılmaktadır. Bunlardan ilki Niksar güneyinde yer almaktadır. Kırıkkale-Erbaa fay zonu olarak da adlandırılan bu zon 1939 depremi yüzey kırığını takip eder. KAFZ, bu noktadan daha batıya doğru genelde tek bir sistem halinde ve farklı doğrultularda uzanmaktadır. Buna karşın Bolu batısında bu geometrisini değiştirerek kabaca D-B doğrultulu iki ana kola ayrılır. Bu ana kollardan güneyde olanı Abant segmenti olarak adlandırılır ve Dokurcun, Geyve, İz-nik, Gemlik ve Mudanya üzerinden daha batıya doğru devam eder (Şekil 1-a)« Bolu ovası, Kaynaşlı, Düzce, Akyazı ve Sapanca üzerinden İzmit körfezine uzanan kol ise Kuzey segmenti oluşturur. Bu segment üzerindeki fayların geometrisi, güney kola nazaran daha karmaşıktır. Bu kol üzerinde yaklaşık D-B uzantılı Düzce fayı ile, Çmarcık-İzmit Adapazarı segmentlerinin yanı sıra, KD-GB doğrultulu ve yer yer bindirme bileşenli Hendek fayı da bulunur.

Güneyde, Abant segmenti üzerinde 1957'de 7.0 büyüklüğünde, Dokurcun-Mudurnu segmentinde ise 1967 yılında 7.1 büyüklüğünde iki ayrı deprem meydana gelmiştir. Kuzey kolda ise, Hendek fayı üzerinde 6.3 büyüklüğündeki 1943 Hendek depreminden başka son yüzyılda yıkıcı bir deprem olmamıştır (Barka, 1996; Ambraseys ve Finkel, 1991, 1995). Kuzey koldaki diğer ana segmentlerden Çmarcık-İzmit-Adapazarı segmenti de, 7.4 büyüklüğünde Kocaeli depremi ile 17 Ağustos 1999'da kırılmıştır. Bu deprem sonrası doğu kesimde Düzce ve Hendek fayları üzerine büyük bir gerilme enerjisinin aktarıldığı ve bu faylar üzerindeki deprem riskinin arttığı değişik araştırmacılar tarafından dile getirilmiştir (Emre vd., 1999a; Komut ve Ikeda, 1999). Tarihsel depremlere bakıldığında, Düzce fayı üzerinde meydana gelen en son ve yıkıcı depremin bu hat üzerinde 25 Mayıs 1719 tarihinde meydana geldiği görülmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995). 12 Kasım 1999 Düzce depreminde gözlenen en büyük yanal atımın 4 ile 5 m arasında değiştiği kabul edilirse (Emre vd., 1999 b), yıllık hareket hızı orta-

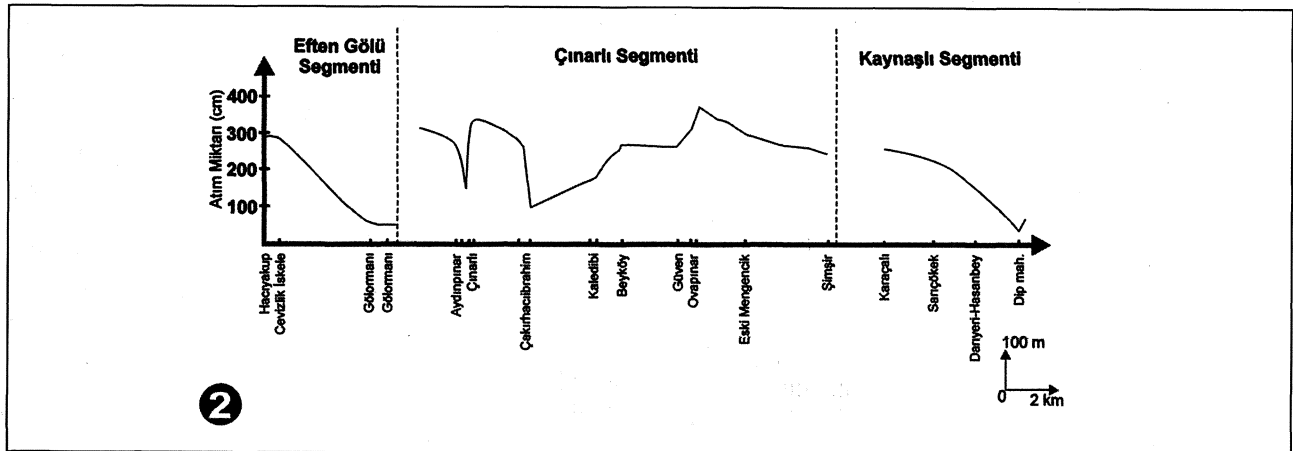
lama 2 cm/yıl olan KAFZ üzerinde bu enerjinin birikmesi yaklaşık 200 ile 250 yıllık bir dönemi ifade etmektedir.

## YÜZEY KIRIĞI ve ATIM DAĞILIMLARI

12 Kasım 1999 depremi, D-B uzantılı ve toplam uzunluğu 75 km civarında olan Düzce Fayı'nın hareketi sonucunda meydana gelmiştir. Düzce fayı batıda Akyazı civarından başlayıp, en doğuda Bolu Dağı Tüneline kadar uzanmaktadır. 12 Kasım 1999'da meydana gelen deprem, genel olarak D-B doğrultulu ve sağ yanal doğrultu atımlı bir ana yer değiştirme düzlemi boyunca gelişmiş ve Gölyaka ile Kaynaşlı doğusuna kadar uzanan alanda yaklaşık 30 km lik bir yüzey kırığı oluşturmuştur (Şekil 1 a-b). Yüzey kırığı Düzce ovasının güneyinde topografyaya uygun olarak uzanmaktadır. Bu alanda aynı zamanda doğrultu atımlı faylanmayı gösteren morfolojik yapılarda belirgindir. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi yüzey kırığı, batıda İzmit Körfezinden, doğuda Akyazı kuzeyine kadar izlenmiş, daha doğuda KD-GB doğrultulu Gölyaka ya da Hendek fayı (Koçyiğit, 1990) ile birleşmiştir. Düzce depremi yüzey kırığı ise, en batıda Gölyaka'nın güneyinde, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi yüzey kırığının en doğu ucuyla birleşerek daha doğuya doğru devam etmektedir. Genelde D-B doğrultusunda uzanmasına karşın, yer yer bu topografyaya uygun bir biçimde KB-GD veya KD-GB doğrultularında da uzanmaktadır. Batıda Gölyaka'dan doğuda Dip mahallesine kadar uzanan bu kırık, yer yer kuzeye ve güneye atlamalar (stepover) yapmaktadır (Şekil 1-b). Yüzey kırığının uç kesimlerinde atım kısa mesafelerde azalmaktadır (Şekil 2).

Kaynaşlı ve Gölyaka civarındaki Kaplıca bölgesinde yanal atımın yanı sıra, 3-4 metreye varan düşey atım da meydana gelmiştir. Tüm uzanımı boyunca Şimşir ve Gölormanı köyleri civarında iki ayrı yerde, 1 km lik atlamalar (stepover) yapmakta, bir ana ve iki yan segment'den oluşmaktadır. Doğudaki segment Kaynaşlı segmenti olarak adlandırılmıştır. Bu segment yaklaşık 8 km uzunluğa sahiptir ve en doğuda Dip mahallesi, Darıyeri Hasanbey, Kaynaşlı ve Karaçalı mahallesinden geçerek Şimşir köyüne kadar devam etmektedir. Tüm uzanımı boyunca kabaca D-B doğrultulu uzanmaktadır. Bu segment üzerinde yüzey kırığı boyunca 25-380 cm arasında sağ yanal yer değiştirmeler gelişmiştir (Şekil 1-b). Yüzey kırığı, doğuda Astaldi Şantiyesi civarında Bolu Tüneli viyadüklerini ciddi biçimde etkilemiştir. Viyadükler üzerinde 20 cm civarında sağ yanal ötelenmeler gelişirken, bunun yanı sıra ayakları üzerinde yer yer rotasyona uğradığı belirlenmiştir. Kaynaşlı segmenti üzerinde belirlenen en yüksek atım değerleri Kaynaşlı kuzeyi Sarıçökek yolu üzerinde 230 cm (Şekil 3) ve Karaçalı mahallesindeki evlerin beton bahçe duvarlarında 267 cm olarak tespit edilmiştir (Şekil 4).

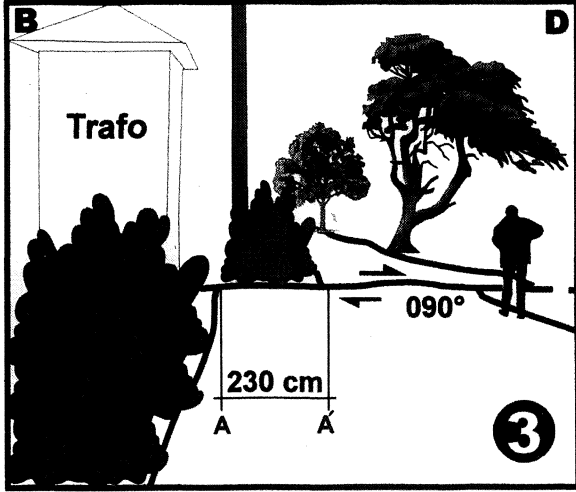
Batiya doğru ikinci segment, Çınarlı segmenti olarak adlandırılmıştır. Düzce depremi episantırı bu segment üzerinde yer almakta olup 16 km'lik bir uzunluğa sahiptir. En doğuda Şimşir köyünden başlayarak, batıda Fındıklı, Eski Mengencik,\* Dağdibi, Ovapınar, Güven, Beyköy, Kaledibi, Kutlu, Çakırhacıbrahim, Çınarlı ve Gölormanı köylerinden geçmektedir. Bu segmentin iki ucunda yer alan Gölormanı ile Şimşir köyleri boyunca 50 ile 380 cm arasında değişen değerlerde atımlar ölçülmüştür.



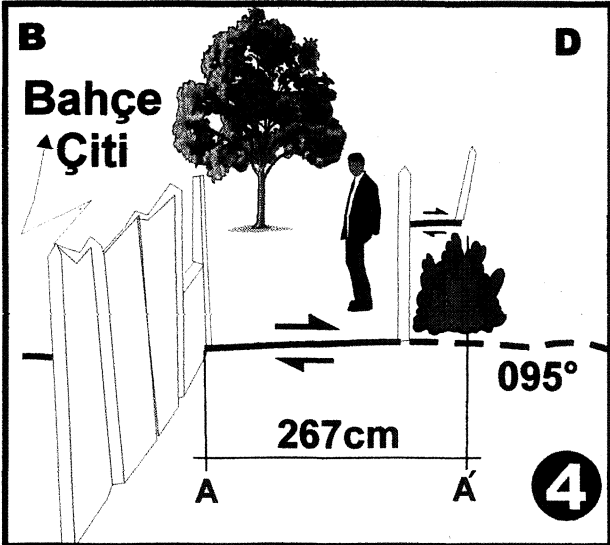
Şekil 2: Atım dağılımları ile atım miktarları arasındaki ilişkiyi gösteren diyagram.

Figure 2: The diagram showing the relationship between the slip rate and slip distribution.

D-B ile K80D doğrultusunda uzanan yüzey kırığı üzerinde, bir doğrultu atımlı faylanmada çoğunlukla izlenebilen, ana koldan ayrılıp tekrar birleşen küçük kolların (anastomosing structures) varlığı belirlenmiştir. Bunlardan ilki, Güven köyü'nden Beyköy'e doğru yaklaşık D-B doğrultusunda uzanmaktadır. Bu kesimde ana kırık K80D doğrultusunda olup, Kaledibi köyüne doğru devam etmektedir. Bu segment üzerinde özellikle



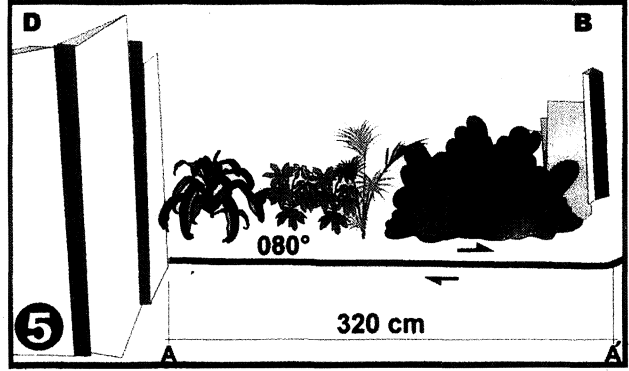
Şekil 3: Kaynaşlı segmenti üzerinde yer alan Sarıçökek yolu üzerinde gelişen 230 cm lik sağ yanal atımın şematik görünümü (Güneyden Kuzeye bakış).  
Figure 3: Sketch view of a 230 cm dextral slip occurred within Kaynaşlı segment on the Sarıçökek road (view from south to north).



Şekil 4: Kaynaşlı segmenti üzerinde yer alan Karaçalı mahallesinde bir evin beton bahçe duvarında gelişen 267 cm lik sağ yanal atımın şematik görünümü (Güneyden Kuzeye bakış).

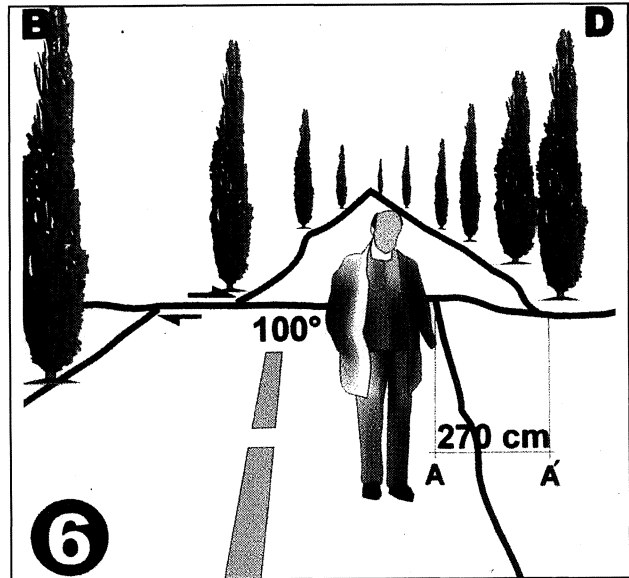
Figure 4: Sketch view of a 267 cm dextral slip on a concrete garden wall occurred within Kaynaşlı segment around the village of Karaçalı (view from south to north).

Cumhuriyet mahallesi civarında 230-270 cm arasında değişen atım miktarları belirlenmiştir (Şekil 6). Benzer sağ yanal atımlar, bu kola paralel olarak devam eden ana kırık üzerinde de saptanmıştır. Çınarlı köyü K-KD'sunda depremin episantrı yer almaktadır. Yüzey kırığı boyunca 320-345 cm arasında değişen atımlar Çınarlı köyü civarında olup (Şekil 5), ölçülen en yüksek atım değeri de Çınarlı köyü ilköğretim okulunun, kenar betonu ile okul duvarı arasında gelişmiştir.



Şekil 5: Çınarlı segmenti üzerinde bulunan Çınarlı köyünde bir evin beton bahçe duvarında gelişen 320 cm'lik sağ yanal atımın şematik görünümü (Kuzeyden Güneye bakış).

Figure 5: Sketch view of a 320 cm dextral slip on a concrete garden wall occurred within Çınarlı segment in village of Çınarlı (view from north to south).

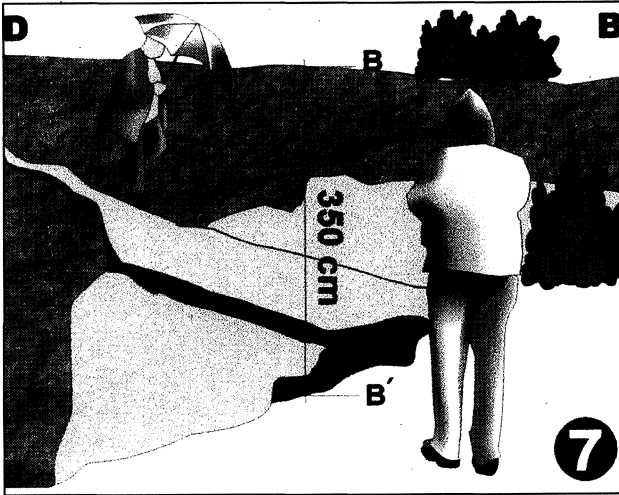


Şekil 6: Çınarlı segmenti üzerinde bulunan Beyköy'ün güneyindeki Cumhuriyet mahallesinde asfalt yol üzerinde 270 cm lik sağ yanal atımın şematik görünümü (Güneyden Kuzeye bakış).

Figure 6: Sketch view of a 270 cm dextral slip on an asphalt road within Çınarlı segment on the Cumhuriyet district located to the south of Bey köyü (view from south to north).

Çınarlı köyün hemen güneyinde K80D doğrultusunda devam eden yüzey kırığı, batıda Çakırhacıibrahim köyünden geçmekte ve Kutluköy ile Gölormanı arasında 50 ile 280 cm arasında sağ yanal ötelenmeler meydana getirmiştir. Sağ yanal ötelenmeler, daha çok köy yolları, bahçe, duvarları vb. kültürel eserlerin yanı sıra; ağaç dizileri ve tarlalar üzerinde belirlenmiştir.

Üçüncü segment, Eften Gölü segmentidir. Bu segment, yüzey kırığının batı kesimini temsil etmekte ve 6 km'lik uzunluğu ile gölün güney sahili boyunca uzanmaktadır. Doğuda Gölormanı'dan başlayıp, batıda Hacıyakup köyü ve Gölyaka'ya kadar devam eden bu segment üzerinde 50-280 cm arasında değişen değerlerde sağ yanal ötelenmeler ölçülmüştür. Yüzey kırığı, bu segment boyunca gölün güney sahilinin topografyasına uygun olarak, doğu kesimi üzerinde Gölormanı civarında K80D doğrultusunda, orta kesimde Cevizlik mahallesinde D-B doğrultulu ve batı kenarı üzerinde Hacıyakup köyü ile Hamamyeri mahallesi arasında K75-80B doğrultusunda uzanmaktadır. Bu segment üzerinde belirlenen sağ yanal yer değiştirmelerin yanı sıra, özellikle Eften gölünün güney sahili, Cevizlik mahallesi ve Hacıyakup köylerini birleştiren yol boyunca da yer yer büyük heyelanlar ve 4-5 metreye kadar ulaşan düşey yer değiştirmeler gözlenmiştir (Şekil 7).



**Şekil 7:** Eften Gölü segmenti üzerinde Cevizlik mahallesi yolu üzerindeki çökmelerin şematik görünümü.

**Figure 7:** Sketch view of a landslide developed along the Eften lake segment on Cevizlik road.

•Yüzey kırığı üzerinde ölçülen atım değerleri incelendiğinde, genel olarak fayın Gölyaka ile Dağdibi köyleri arasında rastlayan bölümü makrosismik episantr olarak değerlendirilmiştir. Bu bölümde ortalama doğrultu atım 380 cm civarındadır. Buna karşın daha doğuya doğru gidildiğinde atım miktarı düzenli olarak azalmakta ve en doğu uçta Bolu tüneli girişinde sıfırlanmaktadır. Atım miktarında gözlenen bu değişim, depremin 17 Ağustos 1999'da Düzce Fayı'nın batı bölümünde gerçekleşen kırılmanın neden olduğu tetikleme sonucunda meydana geldiği şeklinde yorumlanabilir (Şekil 2).

Batıda Gölyaka ile Doğuda Dip mahallesi arasında uzanan 12 Kasım 1999 Düzce depremi yüzey kırığının geometrisi, 17 Ağustos Kocaeli depremi yüzey kırığından bazı farklılıklar sunmaktadır. Bu yüzey kırığı üzerinde doğrultu atımlı faylanmalarda çoğunlukla izlenebilen, ana koldan ayrılıp tekrar birleşen küçük kırıkların (anastomosing structures) yanı sıra, daha çok sıkıştıran bükümlerin (restraining bend) egemen olduğu alanlarda izlenen basınç sırtları, çöküntü gölleri (sag ponds) ve nadiren sıvılaşmaların (liquefaction) varlığı saptanmıştır. Sıkıştıran bükümler ve buna bağlı olarak gelişen basınç sırtları (pressure ridges), Gölormanı, Aydımpınarı, Çakırhacıibrahim, Güven ve Fındıklı köyleri civarında çok belirgindir.

## HASAR DAĞILIMI

12 Kasım 1999 Düzce depremi ile birlikte, Düzce, Kaynaşlı ve Bolu'nun yanı sıra yüzey kırığının geçtiği hat boyunca yer alan bir çok yerleşim yerinde yoğun hasarın olduğu gözlenmiştir. Bu deprem sonrasında Bolu-İstanbul karayolunun Bolu Dağı geçişi Bakacak mevkiinde E-5 karayolunun bir bölümü büyük bir heyelan sonucu zarar görmüştür. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde olduğu gibi bu depremde de hasarın yüksek oluşunda en büyük etken zeminlerin niteliği olmuştur. Bunun yanı sıra, D-B uzantılı ana yer değiştirme doğrultusuyla yaklaşık olarak 45°'lik açılar yapacak şekilde, K30-40B doğrultularında ve 5-10 cm genişliğe sahip açılma çatlakları (en echelon structures) belirlenmiş olup, Kaynaşlı'ya kadar Bolu-İstanbul karayolu boyunca asfaltı kesecek şekilde hasara neden olmuştur. Deprem sonucu Bolu tüneli viyadükleri de ciddi biçimde hasar görmüştür. En çok hasar Düzce il merkezi ile Kaynaşlı'da olmuştur. Düzce ovası

## 12 KASIM 1999 DÜZCE DEPREMİ VE BÖLGESEL TEKTONİK ANLAMI

üzerinde yer alan bu merkezlerde zeminin kötü olması, yüksek katlı beton binaların çokluğu ve yapılarda kullanılan malzemenin depreme karşı yeterince dayanıklı olmaması, hasar ve can kaybını artırmıştır.

Düzce depremi sonucu oluşan yüzey kırığı, bir kaç büyük yerleşim merkezi dışında, kırsal alanlarda da etkili olmuştur. Doğuda Dip mahallesinden, batıda Gölyaka'ya kadar uzanan 30 km'lik yüzey kırığı üzerinde bulunan köylerin bir çoğunda, sadece depreme dayanıksız yapılar yıkılırken, az sayıda insan hayatını yitirmiştir. Buna karşın, Düzce ve Kaynaş başta olmak üzere, büyük yerleşim birimlerinde, yavaşık düzende ve çok katlı yerleşimlerde hasar çok daha fazladır. Düzce depremini oluşturan sağ yanal hareketin yanı sıra, özellikle Eften Gölü güneyinde izlenen 4-5 metrelik çökme ve alçalmalar da bu kesimde hasar oluşturmıştır.

### BÖLGESEL TEKTONİK ANLAMI

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), yaklaşık 11 milyon yıldan beri büyük ve yıkıcı depremler ile günümüze kadar sismik aktivitesini sürdürmüştür\* (Ketin, 1969; Şengör, 1980; Şaroğlu vd., 1987; 1992). Doğuda Karlıova'dan, batıda Saros körfezine kadar 1200 km'lik bir uzunluğa sahip olan Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde tarihsel ve aletsel dönemlerde meydana gelen büyük depremlere bakıldığında, genelde doğudan batıya doğru bir sismik göçün olduğu görülmektedir (Barka, 1996). Aletsel dönemde ilk kez 1939 yılında 7.9 büyüklüğünde Erzincan depremi ile 350 km lik bir yüzey kırığı oluşmuş ve ardından sırasıyla bu fay zonu üzerinde, 1942'de 7.4'lük Niksar-Erbaa, 1943'de 7.6 büyüklüğünde Tosya, 1944'de 7.3 lük Bolu-Gerede, 1957'de 7.0 büyüklüğünde Abant, 1967'de 7.1'lik Mudurnu depremi ve son olarak 7.4'lük 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi meydana gelmiştir.

17 Ağustos 1999 tarihinde meydana gelen Kocaeli depremi ile yaklaşık 250 yıldan bu yana kırılmayan KAFZ'nun bu bölümü de kırılmış ve sonucunda 130 km uzunluğunda bir yüzey kırığı ve 5 m'ye varan sağ yanal atımlar oluşmuştur. Bu depremi takip eden aylarda yer yer büyüklükleri 5.8'e varan artçı şoklar meydana gelmiştir. Ülkemizde meydana gelen ve son yüzyılın en büyük doğal afeti kabul edilen 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi sonrasında ortaya çıkan yüzey kırığının her iki ucunda oluşan gerilme enerjisinde ciddi bir artış olmuştur.

Bu deprem sonrası KAFZ üzerinde kırılmayan segmentlerden birisi olan Bolu-Düzce arasındaki Düzce fayı üzerindeki gerilme enerjisi 12 Kasım 1999'da açığa çıkarak Düzce depremini meydana getirmiştir. Toplam uzunluğu 75 km civarında olan Düzce fayı üzerinde meydana gelen bu deprem sonucunda yaklaşık 30 km'lik bir yüzey kırığı oluşmuştur. Buna karşın halen Düzce fayı üzerinde kırılmamış bir bölümün bulunması, azda olsa bir deprem riskinin varlığını ortaya koymaktadır. Öte yandan 17 Ağustos 1999 Kocaeli Depremi yüzey kırığı Gölyaka civarına kadar uzanıp daha KD'ya devam eden Akyazı fayını izlememiştir. 12 Kasım 1999 Düzce depremi yüzey kırığı da bu noktadan daha doğuya doğru ilerlemiştir. Bu durumda KD-GB uzanımlı Akyazı fayı üzerinde herhangi bir enerji boşalımının olmaması da, bu fayı sismik açıdan önemli bir hale getirmektedir.

### KATKI BELİRTME

Bu çalışma, MTA Orta Anadolu 1.Bölge Müdürlüğünün katkılarıyla gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılar, katkılarından dolayı MTA 1. Bölge Müdürlüğüne ve Sayın Tahsin ÖZER'e teşekkür ederler.

### EXTENDED SUMMARY

An earthquake taken place on the western part of the North Anatolian Fault Zone around Bolu, Düzce and Kaynaş villages on 12 November 1999 at 18:57. The earthquake affected very large areas resulted in more than 700 deaths, over 2500 wounded, and around 1500 damaged buildings. It was notable that Bolu tunnel and its viaducts were also severely damaged.

According to USGS data, epicenter of the Düzce earthquake falls at 40.768 North latitude and 31.148 East longitude where coincides N-NE of the Çınarlı Village of Düzce. The magnitude was determined as 7.2 Ms and started at 14 km deep from surface. This event created about 30 km surface rupture between Gölyaka in the west and Dip village in the east. The observed dextral strike-slip displacements yield around 25-380 cm along the eastern part of the surface rupture. The detailed mapping of surface rupture revealed that at least one main and two smaller segments along the E-W trending (Figure 1). Kaynaş segment taking place in the eastern part of

the surface rupture has 8 km long and passes through the villages of Dip, Danyeri Hasanbey, Kaynaşlı, Karaçalı and Şimşir (Figure 1, 2). This segment elongates N80W, N80E or nearly E-W direction. The highest dextral strike-slip displacement is 230 cm observed on Sarıçökek road (Figure 3) and also other remarkable displacement is measured on the garden hedges of the Karaçalı village houses around 180-267 cm long (Figure 4). Çınarlı segment formed central part of the surface rupture is the main segment of the Düzce earthquake. This segment, approximately 16 km long, passes through Şimşir village in the east and Fındıklı, Eski Mengencik, Dağdibi, Ovapmar, Güven, Bey, Kaledibi, Kutlu, Çakırhacıbrahim, Çınarlı and Gölormanı villages in the west. The E-W trending Çınarlı segment is traced along the villages of Gölormanı and Şimşir at the end of the surface rupture with a dextral displacement between 50 to 380 m. In addition to segmentations, anastomosing structures also occurred in two parts of the surface rupture of the Düzce earthquake. The first part named Bey village anastomosing structure elongated E-W direction between Güven and Bey villages. The second anastomosing structure on the Çınarlı segment was the Kutlu village anastomosing structure, 3 km long, E-W trending. This segment separated from Kutlu village then rejoined in around Çınarlı village. Approximately 150-345 cm right lateral displacement was measured (Figure 5, 6). The highest offset value, about 345 cm, was measured on the school wall of the village of Çınarlı. Right lateral strike-slip displacements were determined on the footpaths, village houses, garden hedges, artificial builds, thickets, arable fields, marquis and topographic datum all over the surface rupture of the Düzce earthquake. Other secondary segment taken place in the western part of the rupture, 6 km long, kept on southern border of Eften lake. Despite the fact that Eften lake segment was fairly short continuity to main and/or other subordinate segment, right lateral offsets were measured about 50 to 280 cm in this part. Surface rupture of the Düzce Earthquake on this segment appropriately extends to southern border of the Eften lake border topography, N80E directed around Gölormanı in the eastern part, approximately E-W direction in the middle part and N75-80W directed in the western side. In addition to strike-slip offset, occasionally huge landslides of around 4-5 m, collapsed and subsided (Figure 7).

The geometry of the surface rupture of the Düzce earthquake elongating between Gölyaka and Dip villages has shown a general characteristics of strike-slip faulting such as anastomosing structures, horse tails, pressure ridges and sag ponds. They were extensively developed along the surface rupture of Düzce earthquake. Furthermore, small scale sag ponds and liquefaction structures were determined locally along the surface rupture.

17 August 1999 Kocaeli earthquake affected very large areas and created a 130 km long surface rupture and occurred about 5 m right lateral strike-slip displacement on western part of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). A serious stress energy increasing in the each end of the surface rupture emerged as an important result. These points have taken in the most western part of the NAFZ in the Marmara sea and Bolu-Düzce route on the Düzce Fault. On the following days several scientists stressed that Marmara sea and/or Bolu-Düzce segments were located on a potentially seismic regions. Only two months later, an earthquake occurred in Düz

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambraseys, N. N. and Finkel, C. F., 1991, Long-term seismicity of İstanbul and the Marmara sea region, *Terra Nova*, 3, 527-539.
- Ambraseys, N. N. and Finkel, C. F., 1995, The seismicity of Turkey and adjacent areas, Eren Ltd. İstanbul, ISBN, 975-7622-38-9, 240 p.
- Aydm, M., Serdar, H., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O., Özçelik, Y., 1987, Çamdağ (Sakarya) - Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. *TJK Bülteni*, 30, 1, 1-15.
- Barka, A. A., 1996, Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939-to 1967. *BSSA*, 86, 5, 1238-1254.
- Blumental, M. M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi. *MTA Enstitüsü*, seri B, No 13, 265 s.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Awata, Y., Yoshioka, T. Ve Doğan, A., 1999 a, 17 Ağustos 1999 Doğu Marmara depremi yüzey kırığı: Eş zamanlı üçlü

## 12 KASIM 1999 DÜZCE DEPREMİ VE BÖLGESEL TEKTONİK ANLAMLI

faflanma örneği. ATAG-3, Bildiri Özleri Kitabı, s. 4.

Emre, Ö., Duman, T.Y, Doğan, A., Ateş, Ş., Keçer, M, Erkal, T., Özalp, S., Yıldırım, N., Güner, N., 1999 b, 12 Kasım 1999 Düzce depremi saha gözlemleri ve ön değerlendirme raporu. MTA Genel Müdürlüğü, 18 s.

Ketin, İ., 1969, Kuzey Anadolu fayı Hakkında. MTA Dergisi, 72, 1-28.

Koçyiğit, A., 1990, Tectonic setting of the Geyve Basin: Age and Total displacement of the Geyve fault zone. METU journal of pure and applied sciences. V 31, no 1-3, 81-104.

Komut, T. ve Ikeda, Y, 1999, 17/08/1999 Kocaeli depremi yüzey kırığının arazi incelemesi. ATAG-3, Bildiri Özleri Kitabı, sayfa 11, Sivas.

Öztürk, A., İnan, S., ve Tutkun, S.Z., 1984, Abant-Yeniçađ (Bolu) yöresinin stratigrafisi. C.Ü. Müh. Fak. Dergisi., Seri A, Yerbilimleri, cilt 1, sayı 1, sayfa 1-18.

Şaroğlu, R, Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. "Türkiye'nin diri fayları ve deprensellikleri. MTA raporu 8174, 394 s.

Şaroğlu, E, Emre, Ö. ve Kuşçu, İ, 1992, Türkiye Diri Fay Haritası. MTA Yayını.

Şengör, A.MC, 1980, Türkiye Neotektoniđinin esasları. TJK Konferanslar serisi 2, 40 sayfa.

---

Makalenin geliş- tarihi: 14.01.2000

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 13.06.2000

*Received January 14, 2000*

*Accepted June 13, 2000*







## Tectono-Stratigraphic Outline of the Burdur-Isparta Area (Western Taurides, Turkey) *Isparta ve Burdur Dolaylarının Tektono-Stratigrafik Özellikleri (GB Türkiye)*

M. Erkan KARAMAN Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Antalya-Turkey

### Abstract

The aim of this paper is to investigate the tectono-stratigraphic characteristics and the geologic evolution of the southern Taurides orogenic belt in Southwestern Turkey. The rock stratigraphic units in the study area are divided into autochthonous and allochthonous categories. The Cretaceous carbonate sequence is the oldest autochthonous unit in the region consisting of two units from bottom to top: (1) Söbüdağ

Formation (Cenomanian-Turonian), and (2) Senirce Formation (middle Maastrichtian). All Cretaceous rock units are overlain unconformably by the Lower Tertiary detritic sediments divided into two units from bottom to top: (1) Kmlkirma Formation is Upper Paleocene-Lower Eocene in age and, (2) The Kayıköy Formation is Middle Eocene in age. Other Tertiary sediments are formed following Formations: (3) Yazır Formation (Aquitaniyen), (4) Ağlasun Formation (Burdigaliyen), (5) Gönen Formation (Middle-Upper Miocene), (6) Burdur Formation (Upper Miocene-Pliocene), (7) Gölcük Formation (Pliocene), (8) Karaçal Formation (Quaternary), (9) Yakaköy travertine (Quaternary). The Quaternary alluvium and alluvial-fan deposits are the overlap assemblage in the study area. The Gölcük Formation consists of volcanics of late Miocene to Early Pliocene age. The Internal Taurus Nappe is the allochthonous unit in this region consisting of two units: The Gökçebağ ophiolitic melange and The Akdağ limestone unit. These allochthonous units were primarily emplaced during Late Cretaceous to early Paleocene period.

### Öz

*Bu yazının amacı, Güneybatı Türkiye'de Güney Toros Orojenik kuşağının jeolojik evrimi ve bölgenin tektono-stratigrafik özelliklerinin incelenmesidir. İncelenen alanın stratigrafik birimleri, otokton ve allokton kökenli olmak üzere başlıca iki gruba ayrılabilir. Otokton birimlerin en yaşlısı Kretase yaşlı karbonat istifidir ve bunlar en alttan üste doğru başlıca ikiye ayrılır. (1) Söbüdağ fin (Senamoniyen-Türoniyen), (2) Senirce fim (Orta Maastrichtiyen). Tüm Kretase yaşlı kayabirimleri, uyumsuz olarak Alt Tersiyer yaşlı detritik sedimentlerle örtülmüş olup, bunlar en alttan üste doğru, (1) Kızılırmak fin (Üst Pal eosen-Alt Eosen), (2) Kayıköy fin (Orta Eosen) dir. Diğer Tersiyer yaşlı sedimentler ise aşağıdaki formasyonlardan oluşmuşlardır. (3) Yazır fin (Akitaniyen), (4) Ağlasun fin (Burdigaliyen), (5) Gönen fin (Orta-Üst Miyosen), (6) Burdur fin (Üst Miyosen-Pliyosen), (7) Gölcük fim (Pliyosen), (8) Karaçal fin (Kuvaterner), (9) Yakaköy Traverteni (Kuvaterner). En üstte ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve birikinti konileri yer alır. Volkaniklerden meydana gelen Gölcük formasyonu geç Miyosen-erken Pliyosen yaşlıdır. Bölgenin allokton kökenli kaya birimi olan İç Toros Napı ikiye ayrılır. Bunlar 81) Gökçebağ ofiyolitli melanjı, (2) Akdağ kireçtaşı birimidir. Tüm bu allokton birimler bölgeye ilk kez Kretase-erken Paleosen 'de yerleşmişlerdir.*

### INTRODUCTION

The study area is located northwest-inner part of Isparta bend. The area is bordered by Isparta-Antalya road to the south, the lake of Burdur to the northwest, Gönen and Atabey towns to the north and Isparta-Konya road to the east (Fig. 1) Previous study in the area and vicinity, include Gutnic and et al.

(1979); Dumont et al. (1979); Karaman (1986, 1988, 1990, 1994) and Karaman et al. (1988, 1990); Kazancı and Karaman (1988); Koçyiğit (1982, 1983, 1984); Sariz (1985); Yalçınkaya et al. (1986); Price and Scott (1989,1991), Şenel (1984). Blumenthal (1947) described the Cretaceous, Eocene and Miocene formations. The detailed map published by

Karaman (1986, 1988, 1990 ) shows the geological complexity and general stratigraphy of the region. In the study area, the relationship between Tertiary and Cretaceous units are controversial. While some investigators accept that the boundary is conformable (Saniz, 1985), other consider it as unconformable (Yaşınkaya et al., 1986; Yaşınkaya, 1989; Karaman et al., 1988; Yıldız and Toker, 1991). In addition to these, some studies explained the stratigraphic and tectonic evolution of the region (Blumunthal, 1947; Gutnic et al., 1979; Özgül, 1976; Poisson, 1977; Poisson et al., 1984; Waldron, 1982). The scope of this study is to clarify the general stratigraphy and tectonics. 1/100 000 scale of geological map has been made by using the previous works and new field data which were put on the 1/25 000 scale of topographical maps and 1/35 000 aerial photographs. Stratigraphic, tectonic, petrographic and geochronological studies were also carried out.

**STRATIGRAPHY**

The rock stratigraphic units in the study area have been divided into autochthonous and allochthonous categories (Fig.2). The autochthonous rocks are represented by Mesozoic and Cenozoic sedimentary sequences. The allochthonous rocks include, ophiolitic melange and deep marine sediments. The Upper Cretaceous rock sequences are the oldest part of the autochthon. These are from bottom to top; (1) Söbüdağ Formation (Cenomanian-Turonian), (2) Senirce Formation (Maastrichtian). These formations are unconformably overlain by the Lower Tertiary deposits, clayey limestones of the Kızılkırma Formation. The Kayıköy Formation conformably overlies the Kızılkırma Formation and consists of deep marine biomicrites, shales and claystones. The Kayıköy Formation is divided into two members namely the Delikarasi and Havdan members (Fig.2). The former is made of mainly limestone while the latter consists of clayey limestone and sandstone. Reefal limestones of the Yazir Formation (Aquitanian) conformably overlie the older units. The youngest unit, the Ağlasun Formation (Burdigalian) consists of shale and sandstone. These basement rocks are unconformably overlain by the Gönen Formation (Middle-Upper Miocene) which consists conglomerate and sandstone. The Gönen Formation and others are overlain by continental-lacustrine sediments including, a) Upper Miocene-Pliocene Burdur Formation, b) Upper Miocene-Pliocene Gölcük Formation, c) Quaternary Karaçal Formation and d) Quaternary travertines and allu-

viams (Fig.2). The Burdur Formation was deposited in a graben the Upper Miocene-Pliocene. It comprises pebblestones, sandstones, claystones, marls, mudstones and tuffites in marginal lacustrine and offshore lacustrine facies associations. The Burdur lacustrine formation rests unconformably on older formations. The Gölcük Formation comprises from the Gölcük volcanic rocks. Gölcük volcanism evolved in two different stages: Early volcanic stage (andesitic member) and late volcanic stage (tüff, tüffite and pumice of Gölcük Formation). The allochthonous rocks are represented by the Internal Taurus nappe divided mainly into two units, the Gökçebağ ophiolitic melange and Akdağ limestone (Fig.2). Description of these rock-stratigraphic units and their characteristics will be given below.

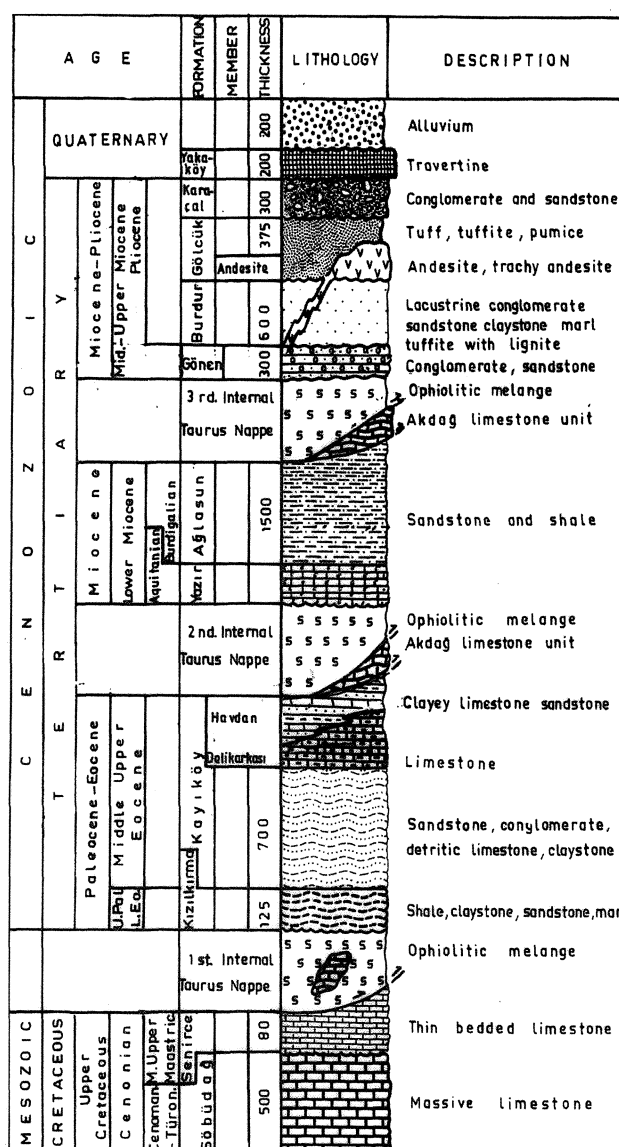


Figure 2: The tectono-stratigraphic columnar section of the study area (not to scale).

# İSPARTA VE BURDUR DOLAYLARININ TEKTONO - STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

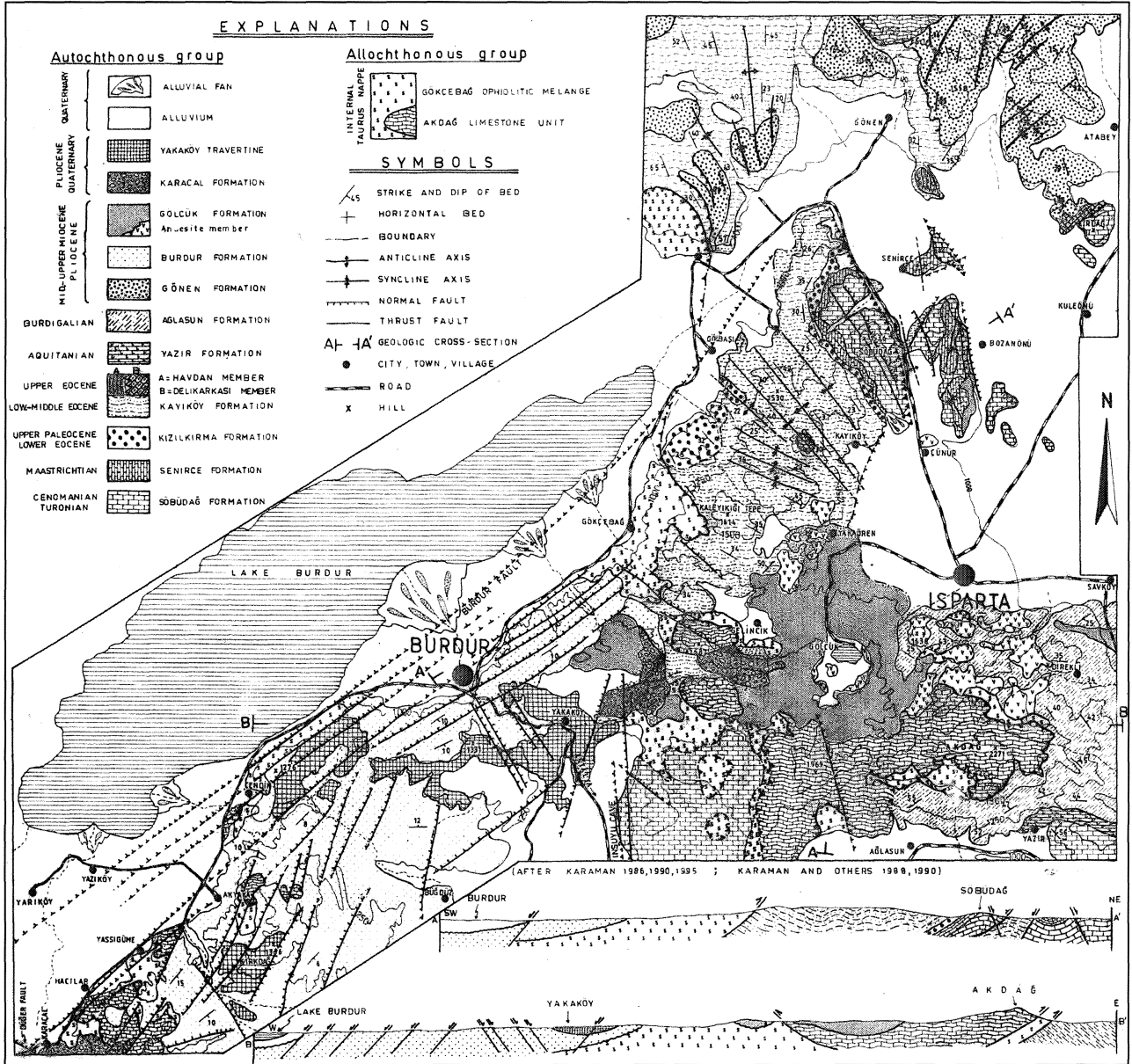


Figure 1: Location map of the investigated area at the southwestern Turkey

## AUTOCHTHONOUS UNITS

**Söbüdağ Formation:** Söbüdağ Formation was named by Karaman (1995). The name of the unit has been taken from the Söbüdağ hill where it exposes well. (Fig.1). It crops out around the Söbüdağ Hill, Senirce village in the north, Insuyu cave and Yazir village in the south (Fig.3). It consists of of light and dark grey or cream, thick bedded to massive, locally medium bedded and fractured limestone. The bottom of the Söbüdağ Formation is not exposed in the area (Fig.2, 3). Hence, its bottom the stratigraphic relation with the older formation is not known. The thickness of the formation is about 500 m. It is unconformably overlain by the Senirce Formation (Fig.2). The following microfossils have been identified: *Triloculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Cuneolina* sp., *Nezzazata* sp., *Nummoloculina* sp., Textulariidae, Miliolidae. According to these microfossils the age of Söbüdağ Formation is **Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous)**. It can be correlated with the Davraz Limestone (Akbulut, 1980), Beydağları unit (Gutnic et al, 1979; Poisson et al, 1984; Şenel, 1984; Yalçmkaya et al., 1986)

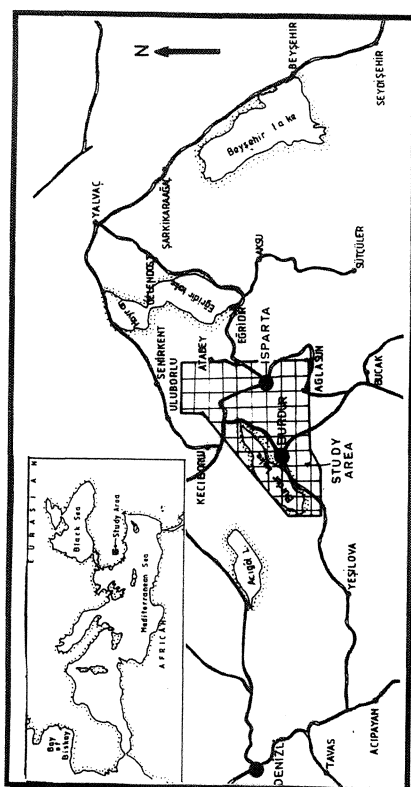


Figure 3: The geological map and the cross-sections of the investigated area.

**Senirce Formation:** Senirce Formation was named by Karaman (1995). The name of the unit has been taken from Senirce village which is situated in the northern part of the area (Fig.1). This formation crops out extensively on the southwestern slopes of the Söbüdağ hill. It can be observed around Senirce, Bozanönü villages and Söbüdağ hill (Fig.3). The Senirce Formation is generally represented by light cream coloured pelagic biomicritic limestones with *Globotruncana*. Higher on the section, limestone includes chert and clay. The thickness of the formation is approximately 80 m. The limestone could be divided into three units according to Görmüş and Karaman (1992). These are from the base to top: 1) Grey coloured limestones just above the contact with the Söbüdağ Formation. These biomicritic limestones are thin to medium bedded, with turbiditic levels and silicified layers. 2) Red-coloured limestones occur toward the Tertiary boundary, where they are about 4 m. thick and have planktonic fauna. The limestones have also microfissures. 3) Grey coloured limestones form the top of the Senirce Formation. Bedding thickness changes from 5 to 50 cm. The ratio of the fossil occurrences increase up to 30 %. Both base and top contacts of the formation are unconformable (Fig.2). Benthic foraminifera occur within the turbiditic levels. The foraminifera within the turbiditic levels are: *Quinqueloculina* sp., *Orbitoides cf. medius* (d'Archiac), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, *Helencyclina beotica* Reichel, *Lepidorbitoides* sp., *Sulcoperculina globosa* de Cizancourt, *Sulcoperculina vermontu* (Thaidens), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, Miliolidae, Algal fragments can also be seen (Görmüş and Karaman, 1992). Planktonic foraminifera occur within the micritic limestones. *Globotruncana area* (Cushman), *G. gagnebini* Tilev, *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Glc. stuartiformis* (Dalbiez), *Ganserina ganseri* (Bolli), *Globotruncanella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Heterohelix* sp., and *Pseudotextularia* sp. have been identified giving **Maastrichtian** (Probably Middle-Upper) **(Upper Cretaceous)** age. The fossil content, the micritic lithological characteristics, chert layers and the pelagic fauna of the Senirce Formation indicate relatively deep water conditions. It can be correlated with the Seyrekler member of the Davraz limestone (Yalçmkaya, 1989) and Çiğdemtepe formation (Koçyiğit, 1982).

**Kızılkırma Formation:** This formation was named for the first time by Karaman et al. (1988). This unit covers a small area and crops out in the southwestern slope of the Söbüdağ hill (Fig.2). The Kızılkırma Formation 125 m thick is generally represented by red -coloured clayey limestone, clay, mudstone, marl and rhythmically deposited sandstones having lateral and vertical facies changes. This formation is located on top of the Mesozoic carbonate platform and forms a key interval in the Western Taurides. The formation has a parallel unconformity relation with the underlying Senirce Formation. The Kayıköy Formation conformably overlies this formation (Fig.2). Benthic foraminifera are predominant fauna within the sandstones while planktic foraminifera are predominant within the mudstones. Biomicritic lithology composition and pelagic fauna content indicate an open shelf environment. Fauna and lithology of the formation are summarized from base to top (Görmüş and Karaman 1992): 1) Red coloured clayey limestones: The Tertiary sequence starts with this level (35 cm thick) with planktic fossils. 2) Red coloured mudstones (3.5 m. thick). The bedding can not be distinguished. The mudstones have microfissures developed parallel to bedding. The rhythmic silicified and calcareous laminations have abundant globigerinids. The fossil content locally is as high as 40-50 %. 3) Rhythmically deposited sandstones-mudstones with sandstones increasing towards the top of the Kızılkırma Formation. The sandstones are grey and yellowish grey in colour, and have locally fine grading, well sorting but are occasionally poorly sorted. Thickness of bedding changes from 10 cm to 30 cm. Sandstones include benthic and planktic foraminifera. Samples collected from the southwest of the Söbüdağ hill have yielded benthic foraminifera such as *Alveolina (Glomalveolina)* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Miscellanea* cf. *primative* Rahaghi, *Keramosphaera* sp., *Rotalia* sp., *Kathina* sp., *Planorbulina cretae* (Marsson), *Discocyclus* sp., *Asterigerina* sp., Textulariidae; Planktic foraminifera such as *Globigerina triloculoides* Plummer, *Morozovella aragonensis* (Nuttall), M cf. *formosa formosa* (Bolli), M. *formosa gracilis* (Bolli) M. *lensiformis* (Subbotina), *Acarinina soldadoensis soldadoensis* (Brönnimann), A. *Bulbrookii* (Bolli), *Globorotalia* sp., *Truncorotaloides* sp., *Planorotaloides* sp.; Algal such as *Distichoplax biserialis* (Dietrich) and *Ethelia alba* (Pfender), which indicate **Upper Paleocene-Lower Eocene** age

(Karaman et al. 1988). This formation may be correlated with the Yukantirtar formation (Koçyiğit, 1983), Yavuzlar formation (Saniz, 1985), Kabaktepe formation (Yalçmkaya, 1989) in a large area around İsparta and Burdur.

**Kayıköy Formation:** Karaman et al. (1988) named this formation from outcrop localities in Kayıköy village, in the northwest of İsparta (Fig.3). The Kayıköy Formation is represented by marine conglomerate, sandstone, claystone, marl and detritic limestone deposited in a flysch basin. There are lateral and vertical facies changes, this formation is overlain by the Söbüoğ Formation of Upper Cretaceous age along the İsparta-Çünür high road (Fig. 3). It has been divided into two members, the Delikarasi member consists of limestone, and the Havdan member consists of clayey limestone and sandstone (Fig.2). The thickness of this formation is about 700 m. They have lateral and vertical facies changes. The base of the formation is concordant with the Kızılkırma Formation while the top is concordant with the Delikarasi member of Upper Eocene age (Fig.2). The following microfossils have been obtained from the Kayıköy Formation: Benthic foraminifera *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Discocyclus* sp., *Actinocyclus* sp., *Miliolidae*; Planktic foraminifera *Morozovella* cf. *lehneri* (Cushman and Jarvis), *M.ct quetra* (Bolli), *Acarinina* cf. *brodermanni* (Cushman and Bermudez), A. *mathewsae* Blow, Turborotalia cf. *rohri* (Brönnimann and Bermudez), *Hantkenina* sp., *Ps eudohas tigring* sp., *Orbulinoides* sp., *Planorotalides* sp. According to these microfossils the age of Kayıköy Formation is **Middle Eocene** age. It may be correlated with the Dereköy formation (Saniz, 1985), Gölbaşı formation (Karaman, 1986), Yavuzlar formation (Yalçmkaya, 1986) and Taşkapı formation (Yalçmkaya, 1989).

**Delikarasi Member:** The name of the member is first used by Karaman et al. (1988) and is taken from the Delikarasi hill which is located to the north of Kuleönü village (Fig.2). This member is mainly composed of light yellow, cream coloured limestones that are rich in microfossils. It is 75 m. thick. The base of the member is lateral changes and concordantly followed with the Kayıköy Formation while the top is lateral and vertical changes followed by the Havdan member of Upper Eocene age (Fig.3). The following microfossils have been obtained from

the Havdan member: *Triloculina* sp., *Peneroplis* aff. *damesini* Henson, *Rotalia* sp., *Amphistegina* sp., *Halkyardia minima* (Liebus), *Discocyclus* sp., *Textulariidae*, *Miliolidae*, *Alveolinidae*, *Ethelia alba* (Pfender) and Algal. According to these microfossils the age of Delikarasi member is **Upper Eocene (Priabonian)** (Karaman ve diğ. (Sirel and Acar, 1982). This member may be correlated with- the Hüyük formation (Yalçmkaya et al., 1986).

**Havdan Member:** The name of the member was first used by Karaman et al. (1988) and is taken from Havdan hill Gönen (Fig.3). Havdan member is mainly composed of light yellow, cream coloured mostly clayey-sandy limestone, locally sandstone and conglomerate. The thickness of the member is about 25 m according to field and map data. The base of the member is concordant with the Kayıköy formation while it is top is lateral and vertical followed by the Delikarasi member of Upper Eocene age (Fig.2). The following microfossils have been obtained from the Havdan member: *Rotalia* sp., *Chapmanina gassiensis* (Silvestri), *Silvestriella tetrædra* (Gümbel), *Nummulites* sp., *Operculina* sp., *Heterostegina* sp., *Spirochlypeus* sp., *Globigerina* sp., *Amphistegina* sp., *Planorbulina* sp., *Gypsina* aff. *mastalensis* Bursch, *Discocyclus* sp., *Aktinocyclus* sp., *Textulariidae*, *Nosariidae*\*, *Rotaliidae*, *Rupertininae*, *Victoriellinae*, *Ethelia alba* (Pfender) *Lithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., Algal, bryozoans. According to these microfossils the age of Havdan member is (Rahaghi, 1978; Sirel and Acar, 1982). This member may be correlated Hüyük formation (Yalçmkaya et al., 1986) in the region.

**Yazir Formation:** Yazir Formation was named by Karaman (1990). The name of the unit has been taken from the Yazir village which is situated southeastern part of the area (Fig.1). It can be only observed around of Yazir village (Fig.3). Yazir formation is generally represented by dark grey coloured reefal limestone with rich macrofossils. This unit includes dark grey-black coloured sandy limestone, thin bedded and laminate clayey limestone, claystone and shale in some place. East of Yazir village, the bottom of the formation has a relation of unconformity with the older formations while it is top is concordantly followed by the Ağlasun Formation of Burdigalian age (Fig.2). The thickness of the formation is between 75-150 m. Within the thin sections of the samples taken from this unit,

*Lepidocyclus (eulepidina) favosa* (Cushman), *Lepidocyclus (eulepidina) formosa* (Schlumberger), *Lepidocyclus (eulepidina)* sp., *Lepidocyclus (nephrolepidina) verbeeki* (Newton and Holland), *Lepidocyclus (nephrolepidina)* sp., *Miogypsina* sp., *Miogypsinoides complanatus* (Schlumberger), *Operculina complanata* (Defrance), *Amphistegina* sp., *Gypsina* sp., *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Acervulinidae*, *Globigerinidae*, *Globorotaliidae*, *Archaeolithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., Algal and Bryozoa have been identified, and the Yazir Formation has been given to **Aquitanian (L. Miocene)** age. It can be correlated with the Karabayir formation (Poisson, 1977); Atabey fm (Yalçmkaya et al. 1986); İmrezi limestone (Yalçmkaya, 1989) and Yazir limestone (Karaman, 1990) in the region.

**Ağlasun Formation:** The name of this formation was first used by Yalçmkaya et al. (1986) and is taken near Ağlasun which is located to the south of the region. It widely crops out south of İsparta, east and south of Akdağ mountain (Fig.3). Ağlasun Formation represents a flysch stage and was deposited in a deep basin. It is generally represented by light yellow, brown, grey or greenish coloured marine sandstone and interbedded shale. The sandstones include diverse minerals such as quartz, calcite, chlorite with carbonate matrix. The thickness of this formation is about 1500 m. near Yazir village. The base of the formation is concordant with the Yazir Formation The thickness of the formation approximately 75 m.thick around Yazir (Fig.2). The Ağlasun Formation is tectonically overlain by the 3rd Internal Taurus Nappe (Fig.2). The following microfossils have been obtained from the lower or middle sections of the Ağlasun Formation: *Lepidocyclus (eulepidina) favosa* (Cushman), *Lepidocyclus (eulepidina) formosa* (Schlumberger), *Lepidocyclus (eulepidina)* sp., *Miogypsina irregularis* (Michelotti), *Miogypsinoides grandipustulus* (Cole), *Miogypsina* cf. *intermedia* (Drooger), *Mioplepidocyclus* cf. *burdigalensis* (Cumbel), *Amphistegina* sp., *Operculina complanata* efrance), *Nodosaria* sp., Algal and Bryozoa. According to these microfossils the age of the Ağlasun Formation is Lower **Miocene (Burdigalian)** age. It may be correlated with the Karakuştepe formation (Poisson, 1977); Salur formation (Şenel et al. 1983) in the region.

**Gönen Formation:** The name of the formation first used in this study and the type localite is localized near Gönen to the south of the area (Fig.3). The formation consists of a conglomerate, which is a post-orogenic molasse (Karaman et al., 1990). The conglomerates are polygenic in lower and middle parts while they are monogenic and thick bedded in the upper part. All pebbles are well-rounded. The upper most part of this formation is made up of a light coloured, massive and monogenic conglomerates seemed to be a limestone at a further distance. It also contains the intercalation of clay and marl. Gönen Formation has been deposited in a very shallow, technically active marine-continental environment of high energy. At the bottom, it conformably rests on the Kayköy and other older formations (Fig.3). The lithologic content, the relation of boundary, regional tectonics and post orogenic molasse characteristics of the Gönen Formation indicate the age of is Middle-Upper Miocene. It may be correlated with the Gökdere formation (Yalçmkaya et al. 1986), Gönen conglomerate (Karaman, 1990) in the region.

**Burdur Formation:** The formation was named by Karaman(1986) and the name was taken Burdur city which is located south of Burdur lake (Fig.1, 3). This unit covers large area. It widely crops out south of Burdur lake, around of Akyaka, Yassıgüme, Çendik Büğdüz village and Burdur city (Fig.3). Burdur Formation is represented by light cream or white coloured well bedded, intercalated lacustrine conglomerate, sandstone, mudstone, claystone, fine marl and tuffite. Coal and gypsum bearing horizons are also found within the lacustrine sediments. These sediments, whose thickness reaches 600 m, started to be deposited in a lacustrine environment developed in the Burdur closed basin. These lacustrine sediments can easily be distinguished from other rock units by their light colours. In the region basin subsidence and deposition of the Burdur Formation began at the start of the Upper Miocene and continued Pliocene time. The Burdur Formation is unconformable on the allochthonous units, including the ophiolitic melanges. It is unconformably overlain by the Gölcük Formation. No diagnostic fossils have been found in this formation within the situated area. But, according to E. Akyol, some pollens and polynomorphs from lignite horizons within the Burdur Formation indicate **Upper Miocene-Pliocene** age to the succession. The Burdur Formation has been

described by various authors in the past. Wedding (1966) was the first to study the Neogene of the Burdur region in detail, proposing the first lithostratigraphic sub-division. Wedding and Inque (1967) stated that its deposition occurred mainly after the Miocene and continued until the end of the Pliocene. According to Price and Scott (1989), the Burdur Formation can be divided into four facies associations. Each individual member of the formation has sediments representative of one or more of these facies associations as described below: a) Alluvial fan-fluvial facies association, b) Marginal lacustrine facies association, c) Offshore lacustrine facies association, and d) Volcaniclastic facies association. On the other hand, Burdur Formation may be correlated Yankkaya formation (Demirkol, 1984) and Kızılcık formation (Koçyiğit, 1984) at the north of the region.

**Gölcük Formation:** The formation was named by Karaman, (1990) and is taken from the Gölcük volcanic crater lake in S W of İsparta. It widely crops out between the Akdağ mountain and the Gölcük crater lake. It covers an area of about 75 km<sup>2</sup> (Fig.3). The material of the Gölcük Formation is formed by the activity of the Gölcük volcanism. The Gölcük Formation consists of volcanic and volcanoclastic rocks including tuff, tuffite and pumice. The lower levels of the volcaniclastic sequence are relatively compacted while the upper levels consist of loose tuff and pumice horizons. Total thickness of the Gölcük Formation is approximately 375 m. In some sections, continental tuff were spread as far as 30 kms. away the crater. Moreover, some reached as far as the Burdur graben lake, and formed intercalations within the upper levels of the Upper Miocene-Pliocene lacustrine sediments. The widespread occurrence of lacustrine tuffite, especially in the upper sections of the Upper Mio-Pliocene lacustrine sediments suggest that the age of the late volcanic stage may be **Upper Miocene-Pliocene (Probably Pliocene)**. In summary, continental tuffs around the Gölcük crater were deposited either directly on the lava of the early volcanic stage, or unconformably on the paleotopographic basement of Eocene-Miocene units. Tuff and pyroclastic material deposited in alternation behaved in a fluid-like manner. Observed strata dips are primary and are related to the paleotopography on which the tuff were deposited.



**Andesite Member:** The andesite member is named by Karaman (1990). This unit covers small area and it outcrops around of Gölcük crater lake, Çünür, and between İsparta and Akdağ region (Fig.3). All the outcrops of this member cover an area of about 30 km<sup>2</sup> in the region. Although the main volcanic crater was at Gölcük eruptions occurred from several marginal craters (Karadağ, Hisar tepe, Karakaya tepe). These craters were probably active during the late Miocene-early Pliocene. These units consist of grey, greenish, yellow or light brownish coloured andesitic-trachytic lava and agglomerate. In thin-section, feldspar amphibole, pyroxene, biotite, sphene, sanidine, and opaque minerals can be identified in the lava. Andesitic-trachytic lavas are calc-alkaline type and they outcrop at Gölcük crater lake and around ( Hisar and Karakaya tepe). This member is unconformably overlain by tuff and pumice of the Gölcük Formation (Fig.2). Lefevre et al. (1983) published K-Ar radiometric dates of 4.0 to 4.7 Ma (early Pliocene) for the ignimbrite flows and lavas in the İsparta region. K-Ar dating of biotites from lavas at the volcanic centre (Gölcük lake), which are presumably the oldest lavas to rest upon basement limestones at the caldera edge, give an age of 4.6 Ma±0.2 Ma (Price and Scott, 1989). Therefore, the age of the andesitic lava is Upper Miocene-Pliocene. Volcanism in the Gölcük area was controlled by extensional faults. There are also exposures south of İsparta (Bucak) and north of İsparta (Gönen), These two volcanic crater and Gölcük volcanism located on nearly N-S trending fault on the map. On the other hand, the Gölcük volcanism were proposed maar type by two workers in the past (Kazancı and Karaman, 1988 ; Price and Scott, 1989).

**Karaçal Formation:** The formation was named by Karaman(1986) and the name was taken from the Karaçal village located southwest of the study area (Fig.3). It crops out near Karaçal village and between Yakaköy and Gelincik villages (Fig. 1,3) The Karaçal Formation is dominated by conglomerates and sandstones of alluvial fan-fluvial facies. This formation is a basin-edge facies. The thickness of this formation is nearly 300 m and was deposited during the Quaternary. The basal contact is defined by an unconformity. The upper contact is unconformably overlain by the Yakaköy travertines (Fig 2). No diagnostic fossils have been found in this formation. The lithological characteristics and the con-

tact relationship of the Karaçal Formation suggest a Quaternary age. It may be correlated with Taşayla formation (Yalçın, 1993); Gökpınar conglomerate (Yalçınkaya, 1986) in the region.

**Travertine and Alluvium:** The other Quaternary units of the region are marked by the Yakaköy travertine (200 m thick) and alluvium (300 m thick) and alluvial fans. The lower contact of the Yakaköy travertine can be observed at Yakaköy village (Fig 3) where it unconformably overlies the Burdur and Karaçal Formations (Fig 2).

Travertine may be massive or porous. Alluvium is made up of Unconsolidated or lightly cemented gravels, sands, silts, and clays. All these lacustrine-continental sediments are cut by late-stage block-faulting (Karaman, 1986).

## ALLOCHTHONOUS GROUP

In the study area, the allochthonous group is named as the Internal Taurus nappe. Internal Taurus nappe was named by Koçyiğit (1984). According to the tectonic emplacement age, there are different units in this nappe based on tectono-stratigraphic correlations. Lithological and other geological characteristics of these units are similar. But they are differentiated according to the tectonic emplacement timing (Fig 2). These are:

**1 st Internal Taurus Nappe:** It crops out around the Insuyu cave (Fig 3) to the south of the study area. It was emplaced during the Late Cretaceous Early Paleocene in the region. All the Cretaceous rocks are tectonically in contact with this nappe south of the study area. This nappe is known Antalya Nappe in southwestern Turkey.

**2 nd Internal Taurus Nappe:** It outcrops around of Gökçebağ around, north of Gölbaşı and north of Gönen villages. It was emplaced after the Eocene. All the Lower Tertiary rocks are in tectonic contact with this nappe north of the study area.

**3 rd Internal Taurus Nappe:** It outcrops around the Akdağ mountain and Ağlasun, south of the study area (Fig 3). It was emplaced after the Miocene (Burdigalian). The basal contact is with Burdigalian-aged Ağlasun Formation, south of the study area.

## İSPARTA VE BURDUR DOLAYLARININ TEKTONO - STRATİGRÂFİK ÖZELLİKLERİ

This region has a very complex structure. The time of emplacement age of the 1st Internal Taurus Nappe (it is known as the Antalya Nappe in south-western Turkey.) is after Cretaceous (probably upper Cenozoic-Danian); After the emplacement, it continued to move, carrying blocks of cover rocks many tens of kilometers.

The 2nd and 3rd Int. Taurus nappes are known as the Lycian Nappe. The 2nd Int Taurus Nappe was emplaced in upper Eocene time (probably Lutetian-Priabonian); the 3rd Int. Taurus Nappe is Miocene (probably after Burdigalian) (Fig 2, 3).

The Internal Taurus nappe is represented by two units in the study area: (1) Gökçebağ ophiolitic melange, and (2) Akdağ limestone unit. Description of these units and their characteristics follows:

**Gökçebağ Ophiolitic Melange:** This unit was named by Saniz (1985) from the Gökçebağ village which is situated northwestern of the area (Fig.2) This unit widely crops out around the Gökçebağ, Yassigüme, Çendik villages and southern İsparta (Fig.3), The ophiolitic melange consists of blocks of basic and ultrabasic rocks and (serpentinite, radiolarite, peridotite, gabbro, diabase) radiolarite, limestone and sandstone.

The matrix of the melange consist serpentinite, but locally is pelitic such as marl, clay and shale. The serpentinite is highly sheared and brecciated. The larger blocks, mostly limestones are faulted against each other and against the melange matrix but on a large scale are "floating" in the melange. Some limestone blocks are interbedded with radiolarites and cherts indicating Triassic, Jurassic or Cretaceous ages. The contact between the Akdağ limestone and the melange is a fault (Fig 2). This contact is best exposed in the south of the area (Fig 3). Gökçebağ ophiolitic melange rocks were primarily emplaced in the region, during Late Cretaceous to early Paleocene time (Fig 2). But after first emplacement age, depending on the tectonic activity, the Mesozoic, Eocene or Miocene aged rocks in the study area are overthrust by the ophiolitic melange rocks again. On the other hand, the melange is unconformably overlain by Kayıköy Formation in Eocene age around of Gökçebağ or Burdur Formation in Mio-Pliocene age around of Burdur lake (Fig.3).

**Akdağ Limestone Unit:** The name of the unit is first used by Karaman (1990) and is taken from the Akdağ mountain in southern İsparta. It crops out around of Akdağ, south of Burdur and north of Gönen (Fig.3). It is represented by light cream and white coloured jointed, thick bedded or locally massive and recrystallized limestone. Some lowermost levels of the formation are made up of dolomites and include reddish coloured limestone, radiolarite and chert. But upwards, limestone has a biomicrite character. The base of the unit has a tectonic boundary with the ophiolitic rocks (Fig.2). The following microfossils have been obtained from this unit: *Involuting sinuosa* sp., *Involuting* sp., *Trocholina permgdie coides*\*, *Trochginmina* sp. According to these microfossils the age of this levels is Upper Triassic; *Ophthalmidiinge* (Nubeculariidae), *Protopenowplis striatg* (Weynschenk), *Trocholina* sp., *Thumgtopo'rellg* sp., *Kurnubig* sp., Textulariidae, Miliolidae. According to these microfossils the age of this levels is Jurassic (Dogger-Malm). On the other hand samples collected from the micritic levels of this unit have been yielded: *Globotruncng* sp., *Globigerina* sp., *Heterohelix* sp., *Ticinellg* sp., *Hedbergellg* sp. According to these microfossils the age of this levels is Upper Cretaceous. Age of the Akdağ limestone unit, according to all these microfossils giving different levels is Triassic-Jurassic-Cretaceous.

## REFERENCES

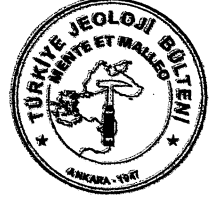
- Acar, A., 1975, İsparta'nın kuzey bölgesindeki jeolojik gözlemlen Atatürk Üniversitesi yayınları, Erzurum.
- Akbulut, A., 1977, Etude geologique d'une partie du Taurus occidental au sud d'Eğirdir (Turquie): These de 3 eme cycle Université Paris-Sud, Orsay.
- Blumenthal, M., 1947, Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und
- Beyşehir: Min. Res. Expl. of Turkey, Publ., D.2, Ankara.
- Demirkol, C., 1984, Geology and tectonics of the region south of Çay (Afyon), Geology of the Auras Belt. Int. Symp. 69p. Ankara.
- Dumont, J.R., Uysal, Ş., Şimşek, Ş.,

- Karamanderesi, I.H. ve Letouzey, J., 1979, Güneybatı Anadolu'da grabenlerin oluşumu: M.J.A. Enst. Dergisi, No 9, 7-17, Ankara.
- Dumont, J.F., 1976, İsparta kıvrımı ve Antalya naplarının orijini. M.T.A. Dergisi, 86, 56-57.
- Görmüş, M., ve Karaman, M.E., 1992, Facies changes and new stratigraphical paleontological data in the Cretaceous Tertiary boundary around Söbüdağı (Çünür-İsparta): Çukurova Üniv. Geosound (Yerbilimleri) Dergisi, 21, 43-57, Adana.
- Gütnic, M., 1977, Geologie du Taurus du Psidien Au nord d' İsparta (Turquie). Academie de Versailles Université de Paris-Sud Faculte des Sciences d'Orsay.
- Gütnic, M., Monod, O., Poisson, A. ve Dumont, J.F., 1979, Geologie des Taurides occidentales (Turquie): Mem. Soc. Geol. France, N.5, 58, 112p.
- Karaman, M.E., 1986, Burdur dolayının genel stratigrafisi: Akd. Üniv. İsparta Müh. Fak. Dergisi, No 2, 23-36, İsparta
- Karaman, M.E., 1988, İsparta Gölcük Volkanizması, Türkiye 12. Jeomorfoloji Bil. ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özl. kitabı 30-32, Ankara.
- Karaman, M.E., Meriç, E., ve Tansel, L., 1988, Çünür (İsparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçiti: Akdeniz Üniv. İsp. Müh. Fak. Dergisi Sayı 4, İsparta
- Karaman, M.E., 1990, İsparta güneyinin temel jeolojik özellikleri: Türkiye Jeol. Bülteni, Cilt.33, s.57-67 Ankara
- Karaman, M.E., 1994, İsparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektoniği: Türkiye Jeol Bülteni, Sayı. 2, Cilt. 37, s. 119-134 Ankara.
- Kazancı, N. ve Karaman, M.E., 1988, Gölcük (İsparta) Pliyosen volkaniklastik istifinin sedimentolojik özellikleri ve depolanma mekanizmaları: Akd. Üniv. Jeoloji Müh. Dergisi, No 4, İsparta.
- Koçyiğit, A., 1982, İsparta büklümünde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Bülten, 24, 15-23, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1983, Hoyran gölü (İsparta büklümü) dolayının tektoniği: Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 26, 1-10, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, C.27, 1-16, Ankara.
- Lefevre, C, Bellon, M., Poisson, A., 1983, Presence de Leucitites occidentales, Turquie: R.Acad. Sc. Paris, 297, 11, 367-372.
- Özgül, N., 1976, Torosların temel jeolojik özellikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bülteni 91/1, 65-78.
- Özgüner, A. M., 1979, Burdur gölü ve Keçiborlu dolaylarının jeolojisi raporu. M.T.A. Genel Müd. Raporları (unprinted), Ankara.
- Öztürk, A., 1982, Tectonics of Dinar-Sandıklı-Işıklı region: Communications of Faculty of Science, Univ. of Ankara, C 1, No 25, 1-58, Ankara.
- Perajes, E., 1942, Sandıklı Dinar, Burdur, İsparta, ve E?irdir bölgesinde yapılan jeolojik löveler hakkında rapor. M.T.A. Enst. Derleme Rap. Nd. 1130, Ankara.
- Price, S., 1989, Sedimentation and neotectonics of the Burdur basin, SW Turkey . University of Leicester, UK, (PhD thesis).
- Price, S. and Scott, B., 1989, A revised lithostratigraphy and sedimentology of the Pliocene Burdur Formation, S W Turkey.: Bulletin of the Technical Univ. of Istanbul, Vol.42, Number: 1, Istanbul.
- Price, S. and Scott, B., 1991, Pliocene Burdur basin, SW Turkey: tectonics, seismicity and sedimentation. Journal of Geological Society, London, Vol. 148, 345-354.
- Poisson, A., 1977, Recherches geologique dans les Taurides occidentales These Doct. d'etat Orsay, N. 1902.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont J.F. ve Uysal, Ş., 1984, The İsparta angle: In Geology of the Taurus belt, International symp. Ankara
- Rahaghi, A., 1978, Paelocene biostratigraphy of some parts of Iran, National Iranium Oil Company, Geological Laboratories. Publication No:7,1-65, 1-41.

## İSPARTA VE BURDUR DOLAYLARININ TEKTONO - STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

- Sarız,K., 1985, Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi: Anadolu Üniv. Müh. Mim. Fakültesi Yayınları No 22, Eskişehir.
- Sirel E and Acar Ş,1982,Praebullalveolina,a new foraminiferal genus the Upper Eocene of the Afyon anda Çanakkale region (West of Turkey), Eclogae geol.Helv.75(3), 821-879.
- Şenel, M., 1984, Discussion on the Antalya nappes: Geology of the Taurus belt, Int. Symp., 11-16, Ankara
- Şenel,M., Serdaroğlu, M., Kengil,R., Üniverdi,M. and Gözler,M.Z.,1983, Teke Torosları güneydoğusunun jeolojisi. M.T.A. Derg.,95/96, 13-14, Ankara.
- Waldron, J.W., 1982, Structural history of the İsparta angle, SW turkey. Evol.Eastern mediterranean, Int.Meet Geol.Soc.London, Edinburg, Abs.,111p.
- Wedding, H., 1966, Burdur'un güneyindeki kömür zuhurları: Die Kohlenvorkommen südlich Burdur: M.T.A. Enst. Rap. Ankara, (unprinted).
- Wedding, H., and Inque, E., 1967, Report on the lignite Neuring Pliocene strata around Burdur city: M.T.A. Enst. Rep. 1-11, Ankara, (unprinted).
- Yalçın, A., 1993, Burdur Karaçal dolayının jeolojisi ve mühendislik özellikleri: S.Demörel Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü (Yayınlanmamış), Y.Lisans tezi, İsparta.
- Yalçmkaya,S., 1989, İsparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi.Y.Ü. Fen Bilimleri Enst. Doktora tezi, İstanbul.
- Yalçmkaya.S., Ergin.A., Afşar.Ö.P. ve Taner.K., 1986, Batı Toroslarm jeolojisi: M.T.A Genel Müdürlüğü, İsparta Projesi Raporu, Ankara, (unprinted))
- Yıldız,A. ve Toker,V., 1991, Çünür köyü yöresindeki(Isparta kuzeyi) Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerin planktik foraminiferler ile biyostratigrafik incelemesi. Türkiye Jeol.Kur.Bült., 34/2, 43-58
- Makalenin geliş tarihi: 10.06.1999  
Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 29.07.2000  
*Received June 10, 1999*  
*Accepted July 29, 2000*





## Yeşilçay (Ağva-KD İstanbul) Yöresi Geç Kuvaterner İstiflenin Mikrofaunası ve Sedimentolojisi

*Microfauna and Sedimentological Features of the Late Quaternary Sequence of the Yeşilçay Area (Ağva - NE of Istanbul)*

Engin MERİÇ	İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar 38850 İstanbul
t Erdal KEREY	İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar 34850 İstanbul
Cemal TUNOĞLU	Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe 06532 Ankara
Niyazi AVŞAR	Çukurova Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Baicalı 01330 Adana
B. Çağrı ÖNAL	İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar 34850 İstanbul

### Öz

Araştırma "Melen Projesi" kapsamında Yeşilçay (Ağva) ilçesi güney ve güneybatısında, Yeşilçay (Ağva Deresi) ve Göksu Dere kuzey alanlarında yapılmış olan sondajlara ait karot örneklerinin içerdiği foraminifer ve ostrakod faunası ile Kuvaterner istifinin sedimentolojik özelliklerinden yararlanılarak çökeltme ortamını ve ekolojisini aydınlatmak amacıyla yapılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Yeşilçay, Mikrofauna, Melen Projesi

### Abstract

This study which is a part of the "Melen Project" aims to use foraminifers and ostracod fauna, sedimentological features and quaternary features to investigate the sedimentary environment and ecology of the sequence which was sampled from drill-cores in S-SW of Yeşilçay (Ağva), Yeşilçay (Ağva) creek and north of Göksu creek.

Key Words: Yeşilçay, Microfauna, Melen Project

## GİRİŞ

Yeşilçay (Ağva) ilçesi çevresinde, Yeşilçay (Ağva Deresi) ile Göksu Deresi arasında kalan alanda Geç Kuvaterner (Holosen) yaşlı çökeller geniş alanlar oluşturur. İstanbul ilinin 2020'li yıllardaki su ihtiyacını karşılamayı hedefleyen ve son yılların başlıca mühendislik çalışmalarından biri olan "Melen Projesi" kapsamında Yeşilçay (Ağva) ilçesi güney ve güneybatısında, Yeşilçay (Ağva Deresi) ile Göksu Dere'nin Karadeniz'e döküldüğü alanda, 1997 yılı Ağustos ve Eylül aylarında Spektro Jeotek A.Ş. tarafından sondajlar yapılmıştır. Bunlardan 4 tanesi

(MS-444, MS-445, MS-450, MS-451) yörede geniş yüzlekler sunan Geç Kuvaterner tortullarında gerçekleştirilmiştir (Şekil 1 ve 2), Bu 4 sondajdan MS-444 ve MS-450 sondajlarında temeli oluşturan Üst Kretase-Paleosen yaşlı Akveren Formasyonu'na ulaşılmış, MS-445 ve MS-451 sondajlarında ise işlem Kuvaterner içerisinde bırakılmıştır. Sondaj derinlikleri 20,00 ile 45,00 m arasında değişmekte olup, genç çökel istifi 20,00-34,65 m arasında kalınlık sunmaktadır (Tablo 1).

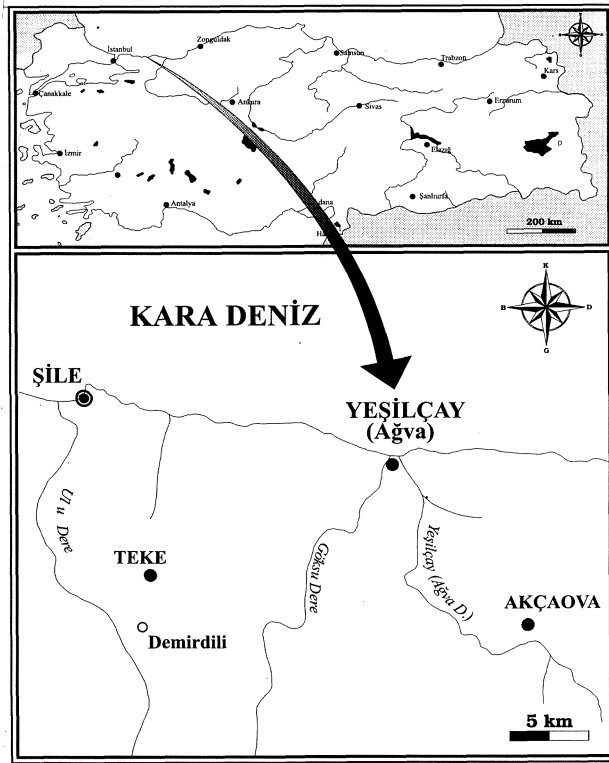
Bu sondaj verilerinden yararlanılarak Karadeniz'in geç kuvaternerdeki ekolojik özellikleri

ni ortaya koymak çalışmanın asıl amacıdır. Bunun için sondajlar ayrıntılı olarak incelenmiş, litofasiyeler ayrıntılandırılmış ve yorumlanmaya çalışılmıştır.

**Tablo 1:** Yeşilçay (Ağva) çevresi sondajları.

**Table 1:** Information about drill-holes in the vicinity of Yeşilçay (Ağva).

Sondaj No	Koordinatlar	Sondaj Kotu (m)	Sondaj Derinliği (m)	Genç Çökel Kalınlığı (m)
MS-444	K 4555525-D 487998	1.60	35.00	24.80
MS-445	K 4555571-D 487939	1.80	22.50*	22.50
MS-450	K 4555684-D 486699	1.70	45.00	34.65
MS-451	K 4555769-D 486614	1.60	20.00	20.00



**Şekil 1:** Çalışma alanının yerbuldu haritası.

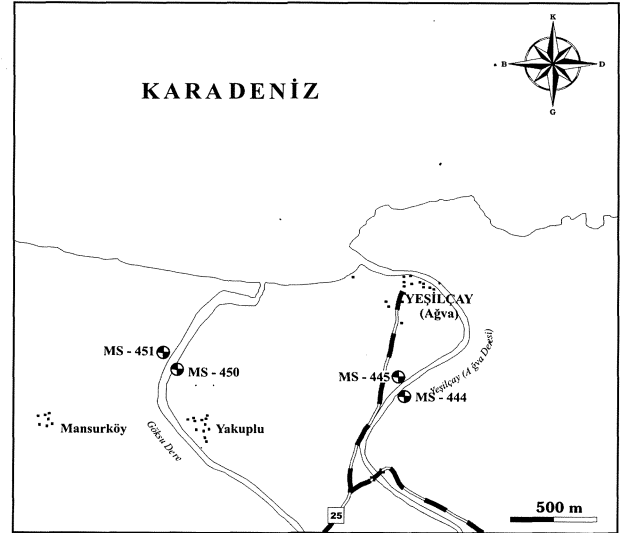
**Figure 1:** Location map of the studied area.

Ayrıca, paleontolojik veriler için sık aralıklı örnekleme yapılmıştır. Toplam 4 sondajdan derlenen 81 örnekten 30'ar gr tartılarak % 17lik H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> çözeltisinde 24 saat bekletilen malzeme yıkanarak fosiller ayıklanmış ve binoküler mikroskopta incelenmiştir.

## SEDİMENTOLOJİ

Tutturulmamış çakıl, kum, kil ve milden oluşan Geç Kuvaterner (Holosen) istifinin kalınlığı MS-444'de 24.80 m, MS-445'de 22.50 m, MS-450'de

34.65 m ve MS-451'de 20.00 m kalınlıktadır (Tablo 1 ve Şekil 3). Bunlardan yalnızca MS-444 ve MS-450 sondajlarında temeli oluşturan Akveren Formasyonu'na (Üst Kretase-Paleosen) ulaşılmıştır. Yeşilçay (Ağva) yöresinde yapılan 4 sondaja ait örneklerden elde edilen verilere göre, bölgede Geç Kuvaterner döneminde muhtemelen deltayik bir ortam oluşmuştur.



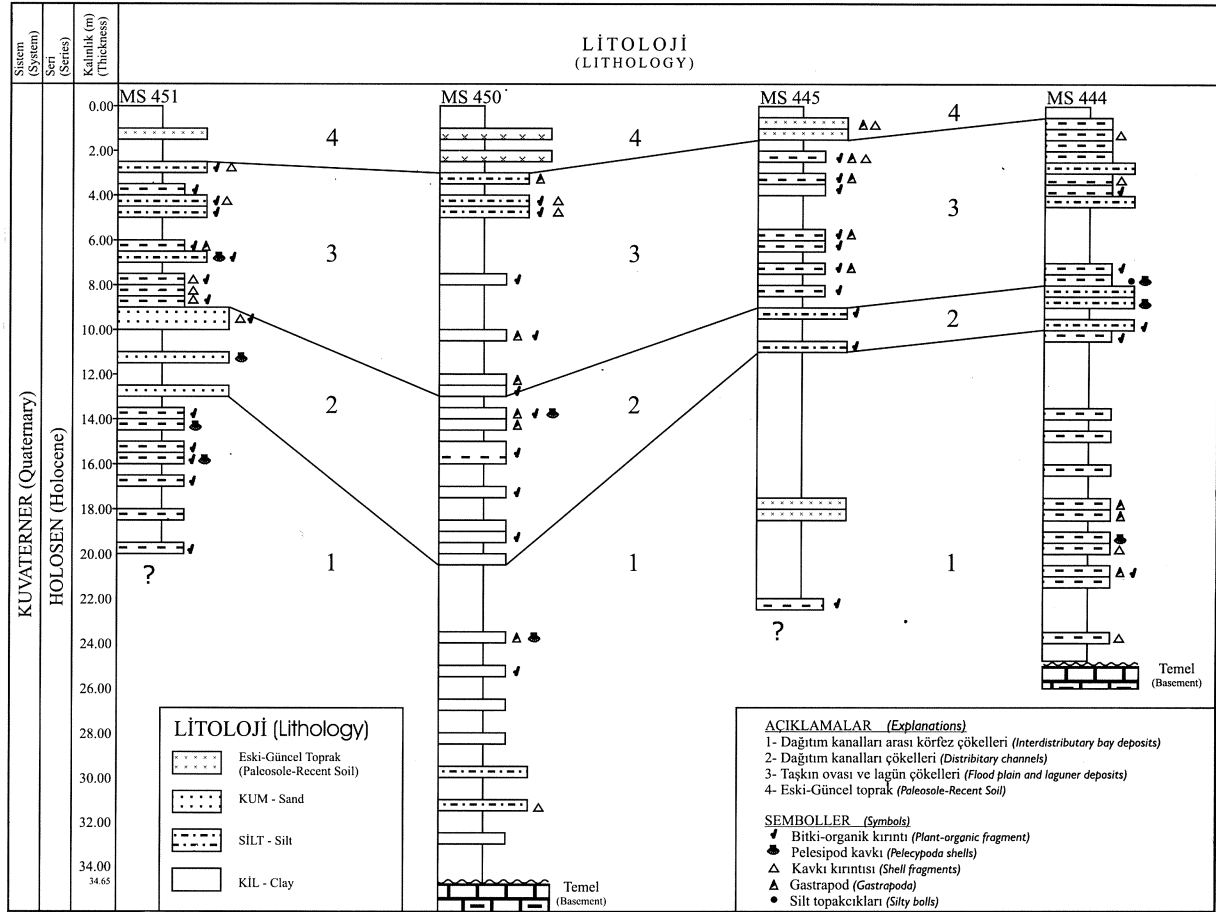
**Şekil 2:** Sondaj yerleri buldu haritası.

**Figure 2:** Location map of the drill-holes.

Elde edilen sınırlı veriler ışığında bu ortama ait, aşağıda belirtilen ast ortamlar şaptanmıştır. Yapılan incelemelere göre bir deltada bulunması gereken delta ilerisi (prodelta), delta önü (delta front) çökeltilerine rastlanılmamıştır. Buna karşın sadece delta düzlüğü (delta top) çökeltileri yaygın olup, yaklaşık 35.00 m kalınlığa sahiptir. Şekil 3'de ayrıntısı verilen istif, en altta yaklaşık 15.00m. kalınlıkta kil ve silt ile başlar (1). Üste doğru 7.00-8.00 m maksimum kalınlıkta silt ve kumlarla devam eder (2). Şekilde 3 numara ile gösterilen yaklaşık 10.00 m kalınlıkta kil-silt ardalanması ise 2.00 m kalınlıkta eski ve güncel toprak çökeltileri izler (4). Yukarıda litolojik tanımlaması verilen istif diğer sedimentolojik özellikleri ile birlikte alttan üste doğru aşağıda belirtilen ast fasiyeslere ayrılabilir.

Kanallar arası körfez çökeltileri (interdistributary bay): Elliot (1974)'ün çalışmasında tanımladığı birimlere benzer litolojik özellikte olup genelde killi, organik maddece zengin, bol miktarda acı-tatlı su ve denizel ostrakod'lar içeren, buna karşın foraminifer topluluğuna sahip olmayan bir birimdir. Tüm sondajlarda görülmektedir. En tipik olarak MS-444 sondajında 24.00-18.00 m ler arasında ve aynı şekilde MS-450 sondajında 34.00-20.00 m'ler arasında gözlenir.

# YEŞİLÇAY YÖRESİ GEÇ KUVATERNER İSTİFİNİN MİKROFAUNASI VE SEDİMANTOLOJİSİ



**Şekil 3:** Yeşilçay (Ağva) sondajlarında lithofasiyes topluluklarının karşılaştırılması.

**Figure 3:** The correlation of lithofacies associations in Yeşilçay (Ağva) drill-holes.

Dağıtım kanalları (Distributary channels): Kerey (1988)'in çalışmasında tanımladığı birimlere, benzer özellikte olup, siltli, kumlu, çakıllı litolojileri ile ayırtmandır. Özellikle MS-451 sondajında 13.00-9.00 m'ler arasında gözlenir. Bu birimde genelde ne bir foraminifer ve nede bir ostrakod topluluğuna rastlanılmamıştır. Karadan türeme kötü boylanmak, kuvarsit, andezit, bazalt çakıllarının alt düzeylerdeki yaygınlığına karşın, üste doğru metamorfik kökenli çakıllar baskınlaşır

Taşkın düzlüğü ve lagün fasiyesleri (Flood plain and laguner deposits): Kerey vd, (1985)'in çalışmalarında tipik özellikleri ile tanımladığı ast fasiyeslerle benzer özellikte olup, bu iki farklı ast fasiyesi kesin sınırlarla birbirlerinden ayırtlamak mümkün olamamıştır. Başlıca litolojisini organik maddece zengin kil ve silt oluşturur. MS-451 sondajında tipik olarak görülür. Tüm sondajlarda yaklaşık 9.00 veya 8.00 m lerde başlar ve 2.00 m ye kadar devam eder. Ostrakod topluluğuna göre kısmen çok az denizel etkinin gözlemlendiği acı su-tatlı su fasiyesindedir. Foraminifer topluluğu ise tamamen

acı su fasiyesini simgeler. Buna karşın denizel fasiyesi karakterize eden mollusk tipleri kısmi bir artış gösterir. Bu durumda bize bölgedeki lagüner fasiyeslerin varlığına işaret eder. Aynı şekilde tatlı su ostrakodların varlığı da taşkın düzlüğüne ait çökeltilerin bulunduğunu gösterir.

Eski-güncel toprak (Paleosole): En üstteki 2.00 m'lik bölümü oluşturan, küçük gastropodlu, kahve renkli, çakıllı topraktır. Bu bölümde taşınmış olduğu düşünülen birkaç ostrakod ve foraminifer'e rastlanılmıştır. Kraus, (1987) çalışmasında benzer özellikteki birimlere eski toprak tanımlaması yapmıştır.

Belirlenen ast fasiyeslere göre üzerinde çalışılan sondajlarda fluvial dalga etmenliğinde gelişen bir deltanın sadece delta üstü çökeltileri kesilmiştir. Belki daha kuzeyde sondaj yapma ve inceleme imkanı olsa idi, delta ilerisi ve delta önu çökeltilerine de rastlamak mümkün olabilecekti. Örneğin kuzeydeki MS-445 ve MS-451 sondajlarında temele ulaşılmamış olması bu durumu kanıtlamaktadır.



## FORAMİNER TOPLULUĞU

Yukarıda adı geçen 4 sondajdan derlenen 81 örnekten 34'ünde foraminifer gözlenmiştir. Monionidae, Trichohyalidae, Ammoniidae ve Elphidiidae familyalarına ait Nonion depressulum (Walker ve Jacob), Aubignyna perlucida (Heron-Allen ve Earland), Ammonia tepida Cushman, Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny), Porosonion subgranosum (Egger) istifin içerdiği foraminifer topluluğunu oluşturur (Leoblich ve Tappan, 1988; Meriç ve Sakıncı, 1990; Cimerman ve Langer, 1991; Meriç ve Avşar, 1997; Meriç vd., 1995, 1996, 1998; Sgarella ve Moncharmont-Zei, 1993; Şamlı, 1995, 1996; Yanko, 1989, 1990; Yanko ve Troitskaja, 1987). Fakir denilebilecek bu fauna MS-444 ve MS-445 sondajında istifin tavan bölümünde, MS-450 ve MS-451 sondajında ise orta ve üst kesimlerinde gözlenir. MS-444 ve MS-445 sondajında yalnızca Nonion depressulum (Walker ve Jacob) ile Ammonia tepida Cushman'ın varlığına karşın, MS-450 sondajında Nonion depressulum (Walker ve Jacob), Aubignyna perlucida (Heron-Allen ve Earland), Ammonia tepida Cushman, Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny) ile Porosonion subgranosum (Egger) ve MS-451 sondajında da Nonion depressulum (Walker ve Jacob), Ammonia tepida Cushman, Cribroelphidium poeyanum (d'Orbigny), Porosonion subgranosum (Egger) topluluğu belirlenmiştir (Şekil 4, 5, 6 ve 7). Şekillerde o 1-2, • 3-5, ^ 6- 15, • 16-25 ve \* 25'den fazla örnek sayısını belirtmektedir. Adı geçen bu topluluk genelde acı su (az tuzlu) ortamını karakterize eder ve tipik olarak Karadeniz faunasına aittir (Yanko, 1989 ve 1990; Yanko ve Troitskaja, 1987). Bunlardan en fazla gözlenen Ammonia tepida Cushman her türlü tuzluluk şartlarına uyum sağlayabilen bir foraminiferdir. Tuzluluk oranı ‰ 1 ile 27.4 arasında değişen sularda yaşamını sürdürebilir (Yanko, 1990). Aubignyna perlucida (Heron-Allen ve Earland) tuzluluk oranı ‰ 11-26 arasında değişen (Yanko, 1990) ve Porosonion subgranosum (Egger) ise tuzluluk oranı ‰ 1-26 arasında olan sulara uyum sağlayabilmektedir (Yanko, 1990).

Güncel foraminiferlerde Karadeniz için en derin yaşam ortamı 220.00 m'dir. Tuzluluk ise ‰ 1 ile 26 arasında değişmektedir. Yine, Karadeniz çevresinde delta, lagün, iç şelf ve açık şelflerde bulunan tür ve alt tür sayısı en fazla olarak 104'e ulaşmaktadır. Buna karşın tipik olarak delta alanlarında bulunan en az tür sayısı 4'tür. Keza bu alanlarda saptanan tuzluluk değerleri ise ‰ 1 ile 5 arasında değişmektedir (Yanko, 1990). Bununla birlikte İstanbul Boğazı çevresi Karadeniz'de özel bir alan oluşturmaktadır. Çünkü bu kesimde saptanan tür sayısı 76'dır ve tuzluluk oranı ‰ 26'ya kadar ulaşmaktadır.

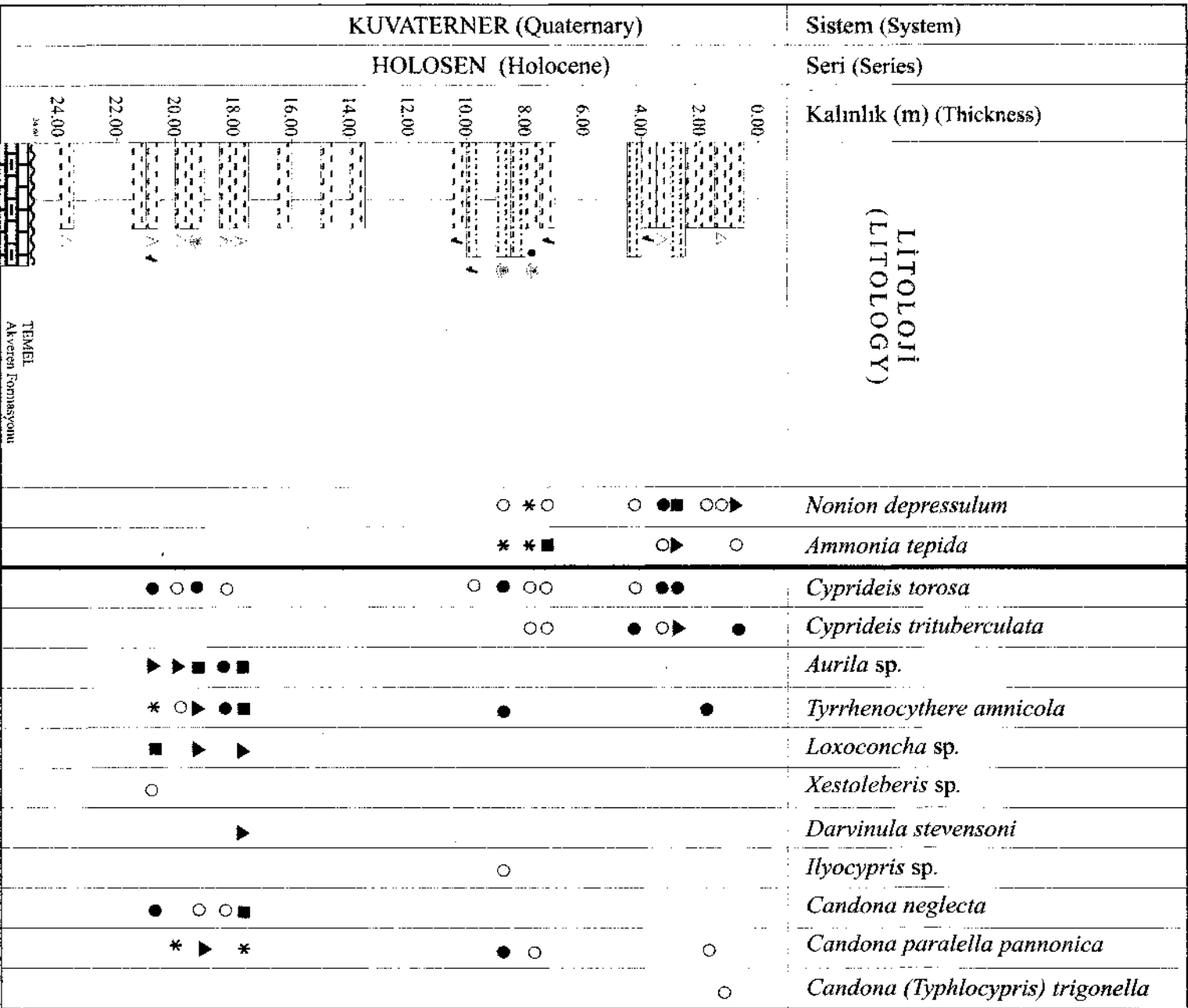
Değinen alanda Akdeniz faunasına ait Acervulina, Gavelinopsis, Planorbulina, Miliolinella ve Pyrgo cinslerinin varlığı dikkat çekicidir (Yanko, 1990).

## OSTRAKOD TOPLULUĞU

Çalışılan 4 sondaja ait 81 örnekten 44'ünde ostrakod topluluğu gözlenen Cytherideidae, Loxoconchidae, Hemicytheridae, Xestoluberididae, Darwinulinidae, Ilyocyprididae, Candonidae ve Cyprididae familyalarını simgeleyen *Cyprideis monotuberculata* Ünal ve Tunoğlu, *C. tetratuberculata* Kristic, *C. torosa* Jones, *C. trituberculata* Kristic, *Aurila* sp., *Tyrrhenocythere amnicola* Sars, *Loxoconcha* sp., *Xestoleberis* sp., *Darvinula stevensoni* Brady ve Robertson, *Ilyocypris gibba* Ramdor, *Ilyocypris* sp., *Candona neglecta* Sars, *C. parallela* pannonica (Zalanyi), *C. (Typhlocypris) trigonella* (Heijas), *Heterocypris salina* Brady ve *Mediocypris* sp. gözlenmiştir (Şekil 4, 5, 6 ve 7). 10 cins ve 11 tür ile temsil edilen bu topluluk bazı sondajlarda istifin tavan bölümünde (MS-445), bazısında da taban ve tavan bölümünde (MS-444, MS-450 ve MS-451) baskınlık sunar (Şekil 4, 5, 6 ve 7). Genel olarak tüm sondajlarda acı su koşullarının baskınlığı gözlenir. Ancak, yer yer tatlı su girişinin varlığı, acı su formlarının yanı sıra *Ilyocypris*, *Darvinula* ve *Heterocypris* gibi bazı tatlı su formlarının bulunuşu ile anlaşılmaktadır.

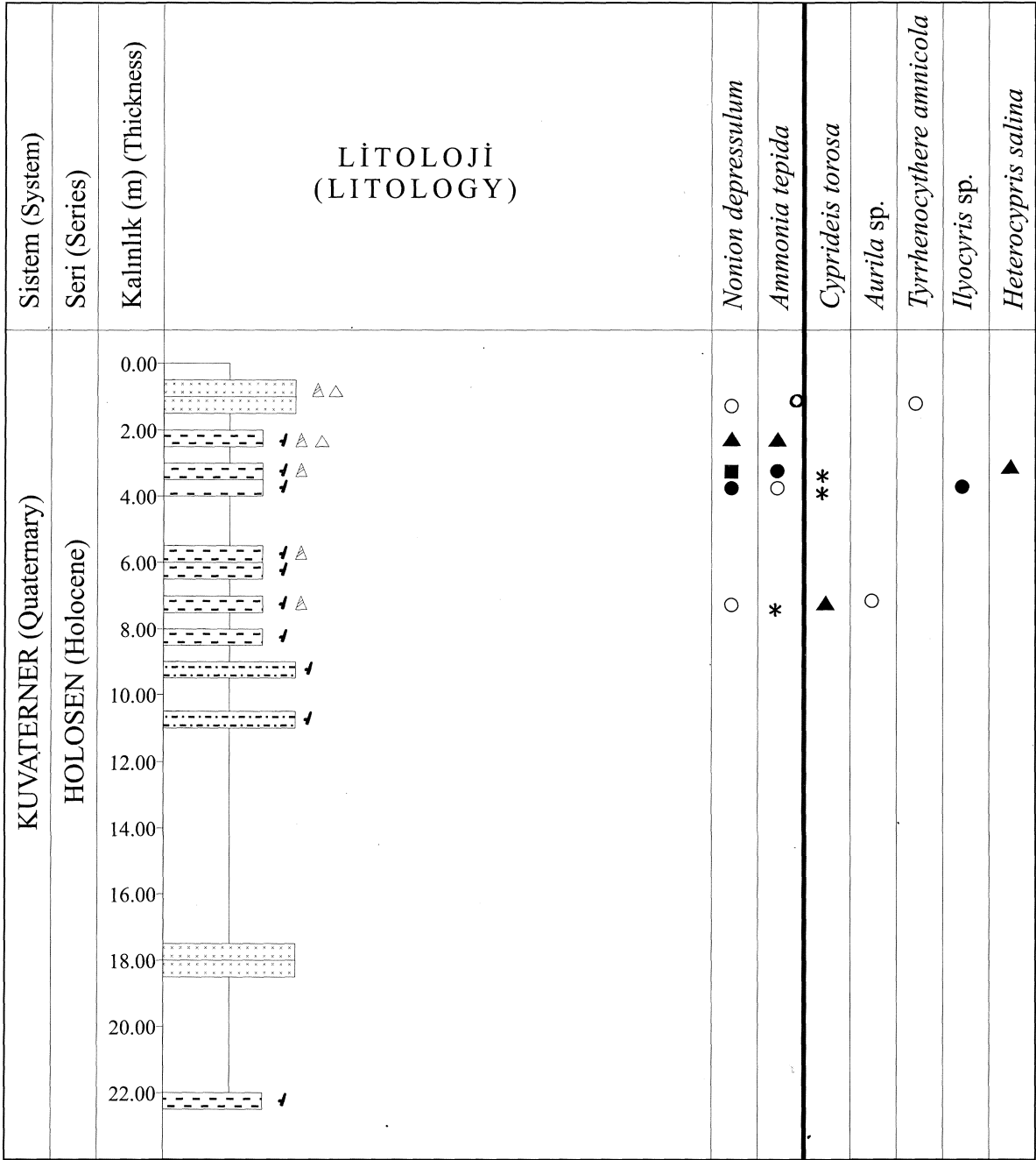
İstifte gözlenen foraminifer topluluğuna karşın, ostrakod cins ve tür sayısının fazlalığı bir gerçek ise de, tür ve fert sayısında büyük bir çoğunluk gözlenmez. Fakat, bazı düzeylerde fert sayısında (MS-444, 22.50-21.00 m) ve bazı düzeylerde de tür sayısındaki ani artışlar (MS-450, 23.00-23,50 m) belirgin bir özelliktir.

Göksu Dere MS-451 ve MS-450 sondajlardaki ostrakod faunasının dağılımı incelendiğinde, özellikle MS-451 sondajının alt düzeylerinde sadece *Cyprideis torosa* türü ile temsil edilirken, üst düzeylere doğru tür sayısında artış izlenmektedir. Başlangıçta acı su (az tuzlu) faunası baskın iken, üste *Mediocypris*, *Ilyocypris*, *Heterocypris* ve *Candona* gibi tatlı su formları, acı su formları ile birarada izlenmektedir. Ostrakod topluluğu özellikle koyu gri renkli demiroksitli, organik maddece zengin seviyelerde yoğun olarak bulunmaktadır. Bu bölümlerde ostrakod kavkuları çoğun siyah ve grimsi renk tonlarında izlenmektedir. Benler özellikler MS-450 sondajında da belirgin bir paralellik sunar. Başlangıçta tür ve fert sayısı çok az iken, orta kesimlerde bu sayı artmakta ve üst düzeylerde tekrar azalmaktadır, *Cyprideis torosa* ve *Candona parallela* pannonica bu sondajda fert sayısı baskındır. Ancak, acı su ve tatlı su türleri seviye seviye değiştirmektedir, denizel formlar ise oldukça azdır.



Şekil 4: Foraminifer ile ostrakod cins ve türlerinin MS-444 sondajındaki dağılımı.

Figure 4: Distribution of the foraminifera and ostracoda in the MS-444 drill-hole.



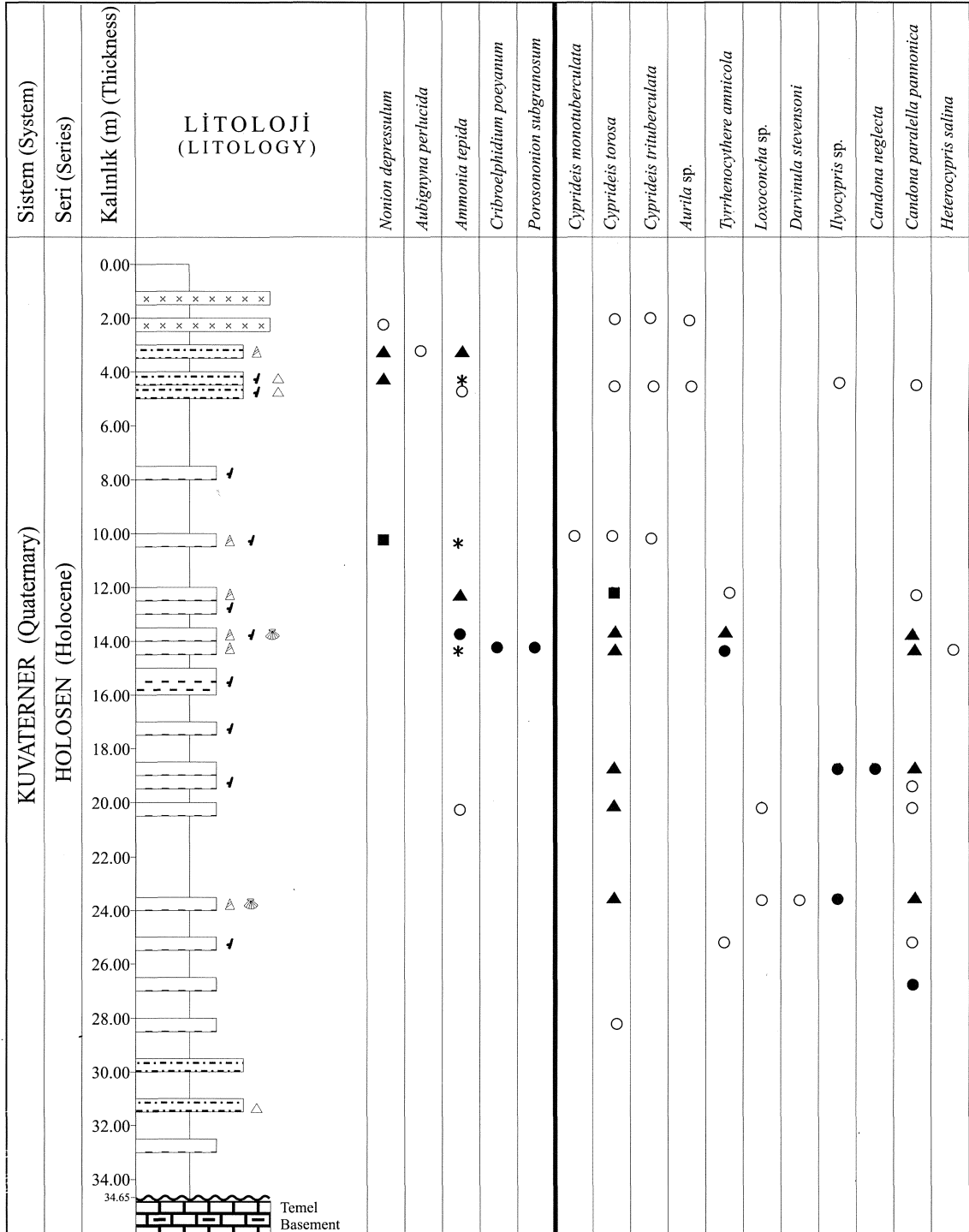
Şekil 5: Foraminifer ile ostrakod cins ve türlerinin MS-445 sondajındaki dağılımı.

Yeşilçay (Ağva Deresi)'de gerçekleştirilen MS-444 ve MS-445 sondajlarında ostrakod dağılımında farklılıklar izlenmektedir. MS-445 sondajına ait örneklerde hem acı su ve hem de tatlı su örnekleri, özellikle üst 8.00 m'lik bölümde birlikte gözlenmektedir. Bu sondajlardan MS-445'de *Cyprideis torosa* baskın türdür. Alt düzeylerde acı su (Karadeniz tipi) faunası egemen iken, üst düzeylerde *Tyrrhenocythere amnicola*, *Heterocypris salina* ve *Ilyocypris* sp. türleri ile daha-çok tatlı su faunasının hakim olduğu görülmektedir. Bu bölümler aynı

Figure 5: Distribution of the foraminifera and ostracoda in the MS-445 drill-hole.

zamanda bol pelecypod ve gastropod faunası ile de karakteristiktir. Üst kesimlere doğru ise tür ve fert sayısında azalma gözlenmektedir. Her iki sondajda da ostrakod faunası daha ziyade demiroksitli, bitki kıvrımlı ve organik maddece zengin seviyelerde izlenmektedir. MS-444 sondajının alt bölümünde tür ve fert sayısı fazla iken, bu özellik üste doğru belirgin bir azalma sunar. Alt düzeylerde *Loxococoncha*, *Aurila* ve *Xestoleberis* gibi denizel tipler, tatlı su ve acı su formları ile birlikte iken, üst seviyelerde sadece acı ve tatlı su türleri izlenmektedir.

YEŞİLÇAY YÖRESİ GEÇ KUVATERNER İSTİFİNİN MİKROFAUNASI VE SEDİMANTOLOJİSİ

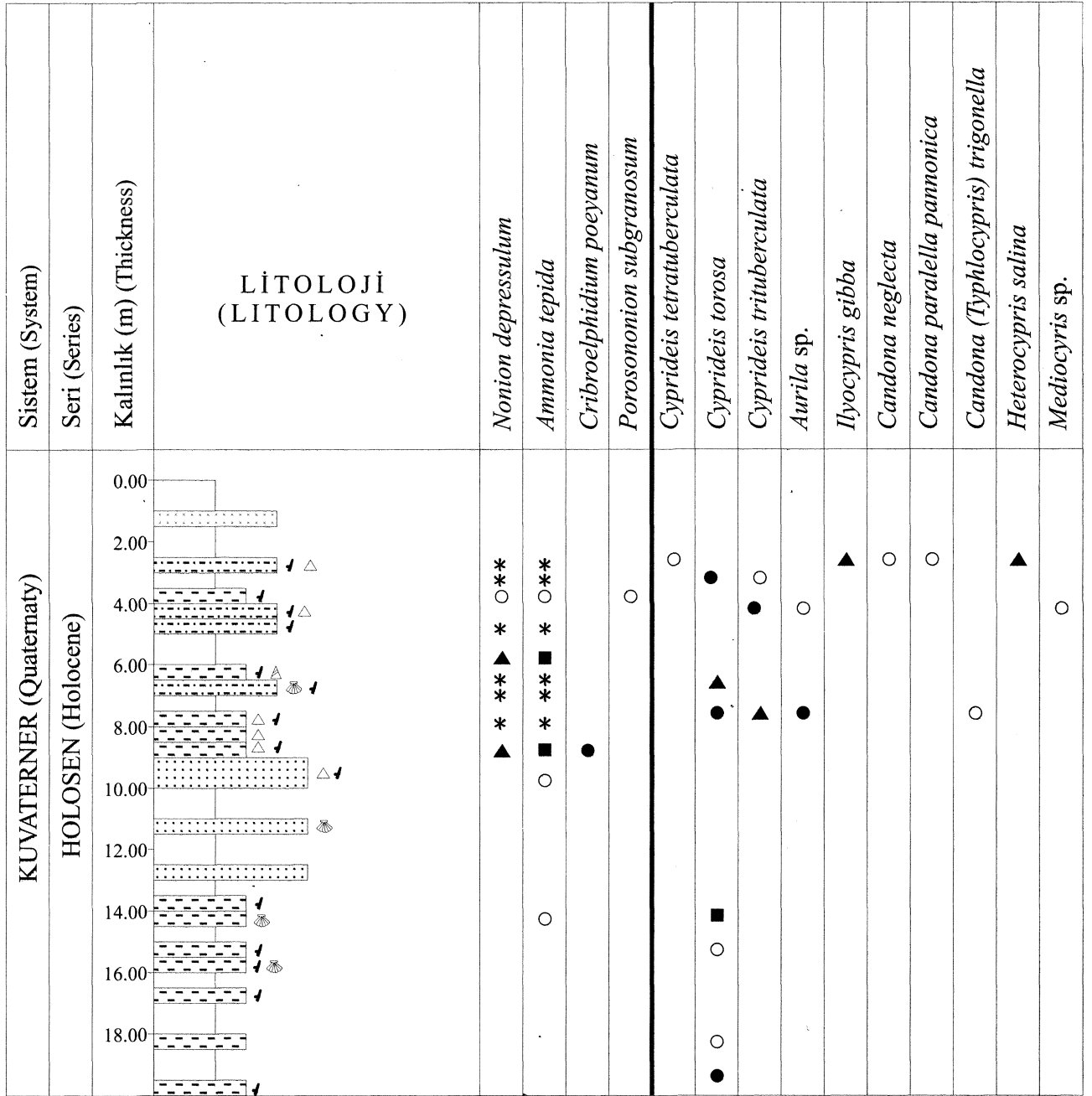


Şekil 6: Foraminifer ile ostrakod cins ve türlerinin MS-450 sondajındaki dağılımı.

Figure 6: Distribution of the foraminifera and ostracoda in the MS-450 drill-hole.

Genel olarak 4 sondajda da acı su (az tuzlu) koşullarına hakim bir ortamın varlığı ostrakod topluluğu ile ortaya konmuştur (*Cyprideis*, *Tyrrhenocythere*). Ancak, yer yer karadan beslenmenin bir kanıtı olarak, deltayık ortamının göstergesi olan tatlı su ostrakod faunası az da olsa gözlenmektedir (*Ilyocypris*, *Darvinula*, *Heterocypris*,

*Mediocypris*, *Candona*). Anoksik ve oksidasyon koşullarının varlığı genel olarak ostrakod kavkılarında da izlenmektedir. Oksidasyon koşullarını yansıtan kavkılar kırmızı ve pembe renkli tonlarla belirlenirken, organik maddece zengin kesimlerde siyah ve gri renk tonlarında kavkılar gözlenmektedir.



Şekil 7: Foraminifer ile ostrakod cins ve türlerinin MS-451 sondajındaki dağılımı.

Geç Kuvaterner (Holosen) dönemine ait deltayık ortamda çökelmiş birimler içerisinde yer alan ostrakod faunası Akdeniz (Bonaduce vd., 1975; Sissingh, 1972; Uffenorde, 1972; Tunoğlu, 1999) ve Karadeniz (Krstic, 1963, 1976; Stancheva, 1989; Tunoğlu ve Gökçen, 1991, 1997; Ünal, 1996; Meriç vd., 1998) oligohalin (% 0.5-3) ile zaman zaman meiomsohalin (% 3-10) (Remane, 1958) biyoprovenslerinde ortak olarak gözlenen türleri içermektedir.

Figure 7: Distribution of the foraminifera and ostracoda in the MS-451 drill-hole.

Bu toplulukların dışında bryozoon'lardan MS-451 sondajının 15.50-16.00 m'lerinde *Schizoporella cf. unicornis* (Johnston)'a rastlanmıştır. Çok az sayıda örneklerde temsil edilen bu grup çalışılan alanda Akdeniz sularının zayıf bir etkisi olduğunu kanıtlamaktadır.

Üzerinde çalışılan Geç Kuvaterner (Holosen) tortullardaki mollusk faunasına gelince; MS-444, MS-445, MS-450 ve MS-451 no'lu sondajlarda

## YEŞİLÇAY YÖRESİ GEÇ KUVATERNER İSTİFİNİN MİKROFAUNASI VE SEDİMANTOLOJİSİ

istifin 23.50 m'lik bölümünde pelecypoda sınıfından Mytilidae, Leptonidae, Cardiidae, Scrobicularidae ve Dreissenidae familyalarından *Modiolus* sp., *Lasaea* sp., *Cardium* sp., *Cerastoderma* (*Cerastoderma*) *edule* (Linné), *Abra* sp., *Dreissena polymorpha* (Pallas) ve *Dreissena* sp. gibi 6 cins ve 2 tür; gastrapoda sınıfından ise Neritidae, Viviparidae, Valvatidae, Hydrobiidae, Lymnaeidae, Planorbidae ve Helicidae familyalarından *Theodoxus* (*Theodoxus*) *fluviatilis* (Linné), *Viviparus* sp., *Valvata* (*Valvata*) *piscinalis* (O.F.Müller), *Valvata* sp., *Hydrobia* sp., *Pseudamnicola* sp., *Radix* sp., *Gryaulus* sp., *Helicopsis* sp. gibi 8 cins ve 2 tür tanımlanmıştır.

Değinen topluluğun paleoekolojik özellikleri incelendiğinde, alt düzeylerde acı su karakterli *Dreissena polymorpha* (Pallas)'nm varlığı (MS-444, 17.50-20.00 m), üste doğru 10.00-0.50m arası *Hydrobia* sp., *Cardium* sp., *Cerastoderma* (*Cerastoderma*) *edule* (Linné), *Lasaea* sp., *Abra* sp. gibi denizel tiplerin artış göstermesi, Yeşilçay ağzında denizin kısmen de olsa etkinliğini belirtmektedir.

Diğer bir değiş ile, değinen mollusk faunası 10.00' m lik üst bölümde tuzluluk oranı artmış olan sulara^ 10.00 m den alttaki bölümde ise düşük tuzluktaki kopllann bulunduğunu ve bu dönemde zaman zaman tatlı su girdisinin olduğunu ortaya koymaktadır. Çünkü söz konusu sondajda 17.50-19.50 m ve MS-450 sondajında da 13.50-14.90 m'ler arasında *Theodoxus* (*Theodoxus*) *fluviatilis* (Linné); MS-444 sondajında 20.50-21.00 m ve MS-450 sondajında 14.00-23.50 m arasında *Valvata* (*Valvata*) *piscinalis* (Ö.RMüller) ve yine MS-444 sondajında 17.50-20.00 m ile MS-450 sondajında 23.00-23.50 m de *Viviparus* sp.'un gözlenmesi bunun en güzel kanıtıdır. Üst 10.00 m lik bölümde deniz etkinliğinin baskınlığı görülüyorsa da, MS-451 sondajında 6.50-7.00 m'de yine *Viviparus* sp./un bulunuşu deniz etkinliğinin olduğu dönemde dahi yöreye zaman zaman tatlı su girdisinin bulunduğunu göstermektedir.

### SONUÇLAR

Mollusk faunasının incelenmesi sonucu elde edilen paleoekolojik veriler ile ostrakod faunasının verdiği paleoekolojik özellikler kısmen birbirine benzemektedir.

Foraminifer ve ostrakod topluluğu dikkate alındığında bölgede genel olarak acı su koşullarının varlığı belirlenmektedir. Ancak, zaman zaman tatlı su girdisinin bulunduğu *Ilyocypris*, *Mediocypris*, *Darvinula* ve *Heterocypris* gibi tatlı su ostarkodları ile anlaşılmaktadır. MS-444 sondajında, taban düzeylerinde ostrakodlardan denizel karakterli *Aurila*, *Loxococoncha* ve *Xestoleberis*'m bulunmasına karşın, denizel mollusklarm yokluğu delta ortamlarının karakteristik özelliği olan dağıtım kanalları arası çökellerin bu düzeylerdeki varlığı nedeniyle açıklanabilir. Diğer bir değimle bu tür ortamlarda denizel mollusklar ya az bulunmakta veya yaşamamaktadır. Keza ostrakod topluluğu son 10.00 m'lik üst düzeylerde denizel etkinin varlığını kanıtlamaktan yoksundur. Zira bu düzeylerde *Aurila*'nm varlığı çok az sayıdaki örnekler ile temsil edilmektedir. Bu durum zaman zaman taşkın düzlüğü ortamına denizel girdi olduğunu ve setler arkasında lagünler oluştuğunu ispatlamaktadır.

Yeşilçay (Ağva) yöresinde incelenen istiften herhangi bir sayısal yaş verisi elde edilememiştir. Buna karşın, Emre vd. (1999) dikkate alındığında Sakarya Deltası'nda C14 metodu ile elde edilen  $8090 \pm 120$  ile  $2810 \pm 125$  yıl gibi yaşlar bulunmuş ve mollusklara göre Neoöksiniyen yaşı verilmiştir. Fakat, bilindiği üzere Neoöksiniyen dönem son 10.000 yıldan öncesini simgelemektedir (İslamoğlu ve Tshepalyga, 1998; Tshepalyga, 1995). Dolayısı ile bu çalışmada Neoöksiniyen yaşı esas alınmamıştır.

### KATKI BELİRTME

Yazarlar, sondaj Örneklerinin sağlanması konusundaki yardımlarından ötürü Spektra Jeotek A.Ş. ilgililerine, araştırmaya katkı sağlayan mollusk tainlerini gerçekleştiren Prof. Dr. Güler TANER ile Sevinç KAPAN-YEŞİLYURT'a (Ankara Üniv. Fen Fak.), bryozoon örneklerini isimlendiren Prof. Dr. İsmail ÜNSAL'a (İstanbul Üniv. Fen Fak.), harita ve şekilleri bilgisayarda hazırlayan öğrencimiz N. Bora ÜLTER'e (İstanbul Üniv. Müh. Fak.) içtenlikle teşekkür ederler.

**EXTENDED SUMMARY**

Sediments Upper Quaternary (Holocene) outcrop widespreadly between the Göksu and Ağva streams (Yeşilçay) and around the Ağva (Yeşilçay) town. Drillings which belong to the Melen Project were carried out at the Southwest of Yeşilçay (Ağva) in August and September months of 1997. Four of them (MS-444, MS-445, MS-450 and MS-451) were realised within the Late Quaternary sediments. Upper Cretaceous-Paleogene aged Akviran formation which is the basement sediments were found at MS-444 and MS-450 drillings. The operation were left within the Quaternary at MS-445 and MS-451 drillings. Depths of drillings vary between 20.00 and 45.00 meters. Thickness of young sediments are from 20.00 to 34,65 meters.

The Upper Quaternary sequence is composed of free gravel, sand, silt, clay and mile. The obtained data from the sedimentological studies show that a deltaic paleoenvironment were formed during the Late Cretaceous Period. Topset delta sediments were deposited widespreadly. Pro-delta and delta front sediments were unseen.

Poor foraminifera assemblages were found. The foraminifera fauna is as follows: *Nonion depressulum* (Walker and Jacop), *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen and Earland), *Ammonia tepida* Cushman, *Criboelphidium poeyanum* (d'Ortiigny) and *Porosonion subgranosum* (Egger). The fauna indicate a brackish water paleoenvironment and a typical fauna of the Black Sea.

The Upper Quaternary sediments contain a rich Ostracoda fauna. These are as follows: *Cyprideis monotuberculata* Ünal and Tunoğlu, *C. tetratuberculata* Kristic, *C. torosa* Jones, *C. trituberculata* Kristic, *Aurila* sp., *Tyrrhenocythere amnicola* Sars, *Loxococoncha* sp. *Xestoleberis* sp., *Darvinula stevensoni* Brady and Robertson, *Ilyocypris gibba* Ramdor, *Candona neglecta* Sars, *C. paralella pannonica* (Zalanyi), *C. (Typhlocypris) trigonella* (Hejjas), *Heterocypris salina* Brady and *Mediocypris* sp. The data coming from the four drillings show a brackish water conditions. However, a few fresh water entrenches were also seen. Because *Ilyocypris*, *Darvinula*, *Heterocypris*, *Mediocypris* and *Candona* are some typical forms of fresh water environments.

The mollusc fauna contents are found as follows: Pelecypoda: *Modiolus* sp., *Lasaea* sp., *Cardium* sp., Cerastoderma (Cerastoderma) edule (Linne), *Abra* sp., *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Dreissena* sp.; Gastropoda: *Theodoxus (Theodoxus) fluviatilis* (Linne), *Viviparus* sp., *Valvata (Valvata) piscinalis* (O.F. Muller), *Hydrobia* sp. *Pseudamnicola* sp. *Radix* sp., *Gryaulus* sp. and *Helicopsis* sp.

Apart from fresh water and brackish water forms, occurrences of marine types also show an influence of marine conditions.

**DEĞİNİLEN BELGELER**

- Bonaduce G., Ciampo, G., Masoli, M., 1975, Distribution of Ostracoda in the Adriatic Sea, Pubblicazioni Delia Stazione Zoologica di Napoli, 40, 1, 154 s.
- Cimerman, F. ve Langer, M. R., 1991, Mediterranean foraminifera. 118 s., 93 levha, Ljubljana.
- Elliott, T., 1974, İnterdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, 21, 611-622.
- Emre, Ö., Görür, N., Erkal, T., İslamoğlu, Y., Sakmç, M., Keçer, M. ve Akkor, R., 1999, Sakarya Deltas'ın oluşumu ve Karadeniz'de en Geç Pleistosen-Holosen deniz seviyesi değişimleri. Türkiye denizlerinde Jeoloji-Jeofizik araştırmaları, Workshop V, 51-55, 24-25 Mayıs 1999, MTA, Ankara.
- İslamoğlu, Y. Tchraplyga, A. L., 1998, Marmara Denizi'nde mollusk toplulukları ile saptanan Neoeuxiniyan-Holosen'deki ortamsal değişiklikler. *TJB*, 41 (1), 55-62.
- Kerey, İ. E., 1988, Sedimentology of the Chatsworth Grit Sandstone in the Goyt-Chapel en le Frith Area in England. *The Journal of Fırat University*, 3 (2), 77-91, Elazığ.
- Kerey, İ. E., Yetiş, C. ve Demirkol, C., 1985, Meandering plain deposits and marginal sea processes in the Upper Miocene Kuzgun Formation ao the Adana Basin in Turkey. Lerida, İspanya, 6 th European regional meeting of sedimentology, 217-218.

## YEŞİLÇAY YÖRESİ GEÇ KUVATERNER İSTİFİNİN MİKROFAUNASI VE SEDİM ANTOLOJİSİ

- Kraus, M. J., 1987, Integration of channel and floodplain suites, 11. Vertical relations of alluvial paleosols. *Jour. Of Sed. Petrology*, 57 (4), 602-613.
- Krstic, N., 1963, Ostracoda from the Neogene in North-western Bulgaria: I. Tortonian Ostracoda, *Geologie de Bulgaria, Serie Paleontologic*, V, p. 5-75.
- Krstic, N., 1976, The Ostacod Genus *Tyrrhenocythere*, Sixth Inter. Ostracod Symposium, Saalfelden, Proceedings, pp. 395-405.
- Loeblich, Jr. A. R. ve Tappan, H., 1988 Foraminiferal genera and their classification. *Von Nostrand Reinhold Comp.*, New York, 970 s., 842 levha.
- Meriç, E. ve Sakmç, M., 1990, Foraminifera İstanbul Boğazı güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları, 13-41, 1-7, (Ed, E. Meriç), İstanbul.
- Meriç, E. ve Avşar, N., 1997, İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) bentik foraminifer faunası. *Yerbilimleri*, 31, 41-65, Adana.
- Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N., 1995, İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kara Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi (Ed. E. Meriç), 103-151, İstanbul.
- Meriç, E., Şamlı, A. C. ve Avşar, N. 1996, Hali, Geç Kuvaterner (Holosen) istifi foraminifer topluluğu ve ortamsal özelliklerde gözlenen değişimler. *Sualtı bilim ve teknolojisi toplantısı bildiriler kitabı*, 187-192, 12-13 Aralık 1998, İstanbul
- Meriç, E., Kerey, İ, E., Avşar, N., Tunoğlu, C, Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Unsal, İ. ve Rosso, A., 1998, İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. *Sualtı bilim ve teknolojisi toplantısı bildiriler kitabı*, 82-97, 12-13 Aralık 1998, İstanbul
- Remane, A., 1958, Die Biologie des Blackwassers. In: Thienemann, A: Die Binnenge wasser. Einzeldarstellungen aus der limnologie und ihren Nachbargebieten, Stuttgart, 22: 1-348.
- Sgarella, F. and Moncharmont-Zei, M., 1993 Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology, *Bulletion della Societa Paleontologica Italiana*. 32 (2), 145-264, 1-26.
- Sissingh, W., 1972, Late Cenozoic Ostracoda of the South Aegean Island Are, *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 6, 187 s.
- Stancheva, M., 1989, Taxonomy and biostratigraphy of the Western Black Sea Shelf, *Geologica Balcanica*, 19.6, 3-39, Sofia,
- Şamlı A. C., 1995, Haliç güncel çökellerinin mikropaleontolojik incelemesi. İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 69 s., 4 levha, İstanbul.
- Şamlı, A. C., 1996, Haliç (İstanbul) Holosen dip çökellerinin bentik foraminifer faunası. *TJB*, 39 (2), 87-102, Ankara.
- Tshepalyga, A., 1995, Pliyo-Pleyistosen Karadeniz havzaları ve bunların Akdeniz ile ilişkileri. İzmit Körfezi Kuvaterner istifi. (Ed. E. MERİÇ), 303-311, İstanbul
- Tunoğlu, C., 1984, İncipmarı-Kurtkuyusu (Sinop batısı) yöresi Neojen'inin Ostrakod Biyostratigrafisi, H. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Müh. Tezi, s 1-173.
- Tunoğlu, C., 1999, Recent Ostracoda association in the Sea of Marmara, NW Turkey, *Yerbilimleri*, 21, s 63-91.
- Tunoğlu, C. ve Gökçen, N., 1991, İncipmarı-Kurtkuyusu (Sinop batısı) Üst Miyosen istifinin ostrakoda biyostratigrafisi, *TJB*, 34/1, s 37-43, Ankara.
- Tunpğlu, C. ve Gökçen, N., 1997, Ppntion Ostracodes of the Sinop Arca, Black Sea Coast of Turkey, *Revue De Micropaléontologie*, 40, 4, s 347-367
- Uffenorde, H., 1972, Okologie unde jahreszeitliche verteilung rçzentçr bçnthonischer Ostracoden des Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). *Göttingen Arbçiten zur Geologie und Palçontologie*, 13, Göttingen, 121 pp.
- Ünal, A., 1996, Gelibolu Yarımadası Neojen istifinin ostrakod biyostratigrafisi, H. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Müh. Tezi, 160 s.



Yanko, V., 1989, quaternary foraminifera of the southern seas of the USSR (Pontian-Caspian Region) (Classification, ecology, biostratigraphy, history of development, indicator of environment). D. Sc. Dissertation, Moscow University, 2, 924 s.

Yanko, V., 1990, Stratigraphy and paleogeography of the marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR, Mem.Soc. Geol It, 44, 167487,

Yanko, V, and Troitskaja, T., 1987 Late Quaternary foraminifera of the Black Sea, Moscow, 111s,

---

Makalenin geliş tarihi: 31.1 ü. 1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 31.07.2000

*Received October 31, 1999*

*Accepted July 31, 2000*

# YEŞİLÇAY YÖRESİ GEÇ KUVATERNER İSTİFİNİN MİKROFAUNASI VE SEDİMANTOLOJİSİ

## LEVHA I

## PLATE I

(Şekiller 1-5, Yeşilçay (Ağva), kuzeydoğu İstanbul, Kuvaterner) (Figs. 1-5, Yeşilçay (Ağva), northeast of İstanbul, Quaternary)

1. *Nonion depressulum* (Walker ve Jacob), a, b ve c dış görünüşler, MS-451, 7.50-8.00m, x 170.

1- *Nonion depressulum* (Walker and Jacob). a, b and c external views, MS-451, 7.50-8.00 m, x 170.

2. *Nonion depressulum* (Walker ve Jacob). İkiz fert, dış görünüşler, MS-451, 6.50-7.00m, x 200.

2- *Nonion depressulum* (Walker and Jacob). Twin forms, external views, MS-451, 6.50-7.00 m, x 200.

3. *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen ve Earland). Dış görünüş, spiral taraf, MS-450, 3.00-3.50m, x 300.

3- *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen and Earland). External view, spiral side, MS-450, 3.00-3.50 m, x 300.

4. *Ammonia tepida* Cushman. Dış görünüşler; a, b ve c spiral taraf; d, ombilikal taraf; a ve b dekstr, c ise senestr sarılımlı fertleri temsil etmektedir. MS-450, 14.00-14.50 m, x 170.

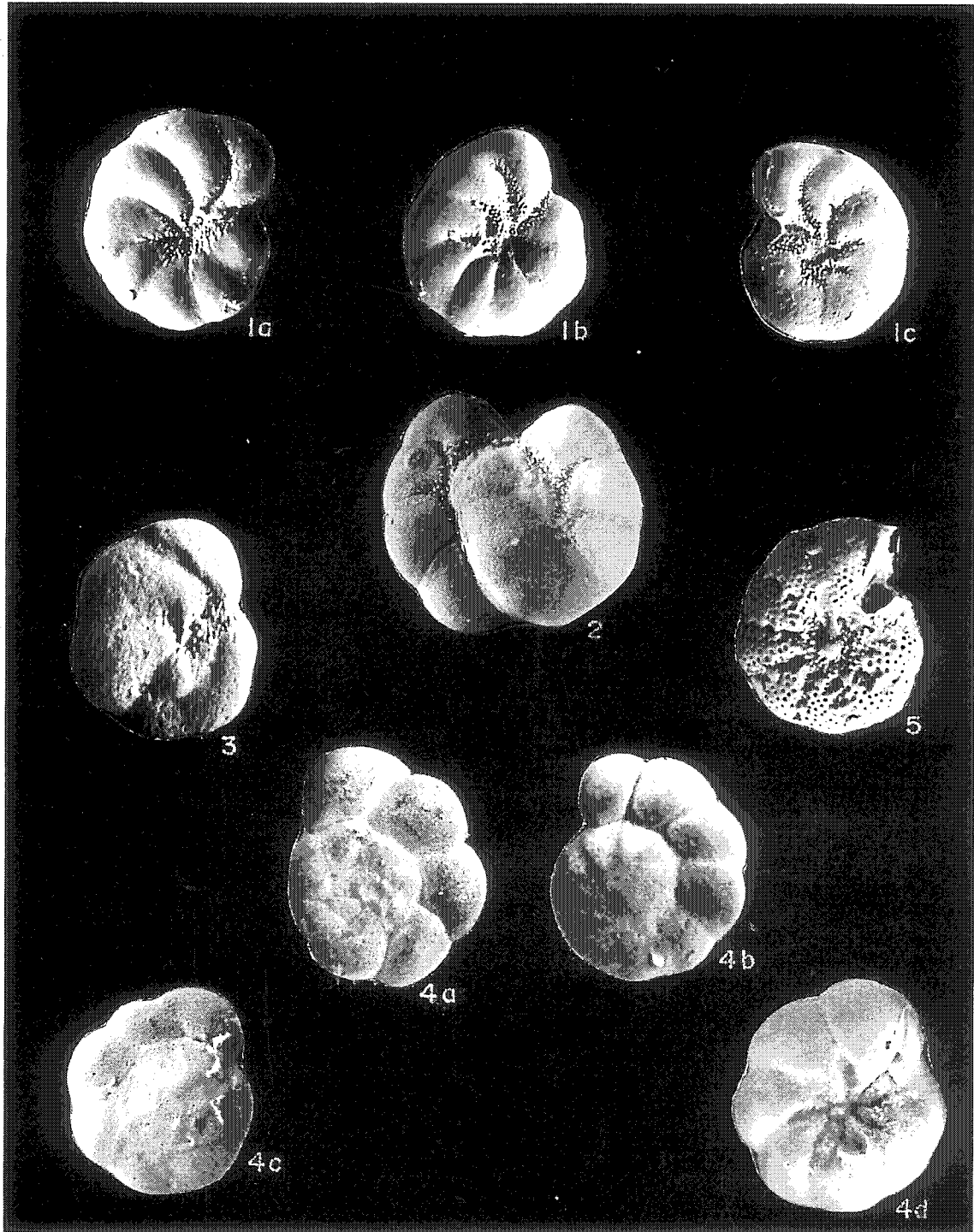
4- *Ammonia tepida* Cushman. External views; a, b and c spiral sides; d, umbilical side, a and b dextral coiling; c, sinistral coiling, MS-450, 14.00-14.50 m, x170.

5. *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny). Dış görünüş, MS-450, 14.00-14.50 m, x 250.

5- *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny). External view, MS-450, 14.00-14.50 m, x 250.

LEVHA I

PLATE I



## YEŞİLÇAY YÖRESİ GEÇ KUVATERNER İSTİFİNİN MİKROFAUNASI VE SEDİMANTOLOJİSİ

### LEVHA II

(Şekiller 1-22, Yeşilçay (Ağva), kuzeydoğu İstanbul, Kuvaterner)

- 1-2. *Darvinula stevensoni* Brady ve Robertson. 1. Sağ kapak, dış görünüm. 2. Sol kapak, dış görünüm. MS-450, 23.00-23.50 m.
3. *Mediocypris* sp. Sol kapak, dış görünüm. MS-450, 24.50-25.00 m.
4. *Cyprideis trituberculata* Krstic. Sağ kapak, dış görünüm. MS-450, 13.50-14.00 m.
- 5-6-7. *Cyprideis torosa* Jones. 5. Sağ kapak, dış görünüm, erkek form. 6. Sol kapak, dış görünüm, dişi form. 7. Sol kapak, sırt görünümü, dişi form. MS-444, 19.00-19.50 m.
- 8-9. *Cyprideis tetratuberculata* Krstic. 8. Sol kapak, dış görünüm. 9. Sağ kapak, dış görünüm. MS-450, 14.00-14.50 m.
- 10-11. *Cyprideis monotuberculata* Tunoğlu ve Ünal. 10. Sol kapak, dış görünüm, 11. Sağ kapak, dış görünüm. MS-450, 10.00-10.50 m.
12. *Aurila* sp. Sağ kapak, dış görünüm. MS-445, 7.00-7.50 m.
- 13-14. *Tyrrhenocythere amnicola* Sars. 13. Sol kapak, dış görünüm. 14. Sol kapak, dış görünüm, genç form. MS-444, 17.50-18.00 m.
- 15-16. *Loxoconcha* sp. 15. Sağ kapak, dış görünüm, dişi form. 16. Sol kapak, dış görünüm, erkek form. MS-444, 20.50-21.00 m.
17. *Ilyocypris gibba* Ramdor. Sağ kapak, dış görünüm. MS-450, 23.00-23.50 m.
18. *Ilyocypris* sp. Sağ kapak, dış görünüm. MS-451, 2.50 - 3.00 m.
- 19-20. *Candona neglecta* Sars. 19. Sol kapak, dış görünüm. 20. Sağ kapak, dış görünüm. MS-444, 18.00-18.50 m.
21. *Candona (Typhlocypris) trigonella* Hejjas. Sol kapak, dış görünüm. MS-450, 23.00-23.50 m.
22. *Candona paralella pannonica* Zalanyi. Sol kapak, dış görünüm. MS-444, 19.50-20.00 m.

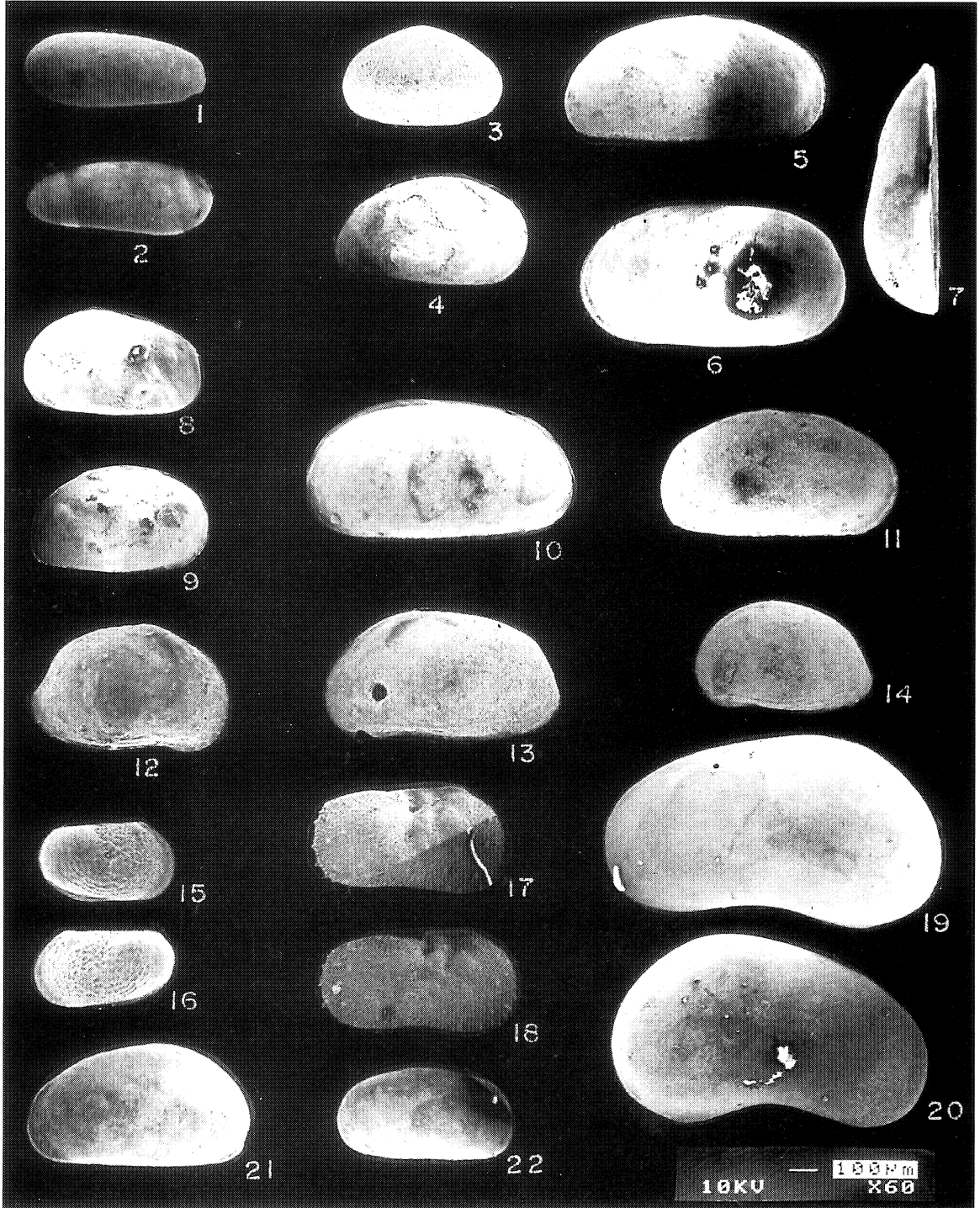
### PLATE II

(Figs. 1-22, Yeşilçay (Ağva), northeast of İstanbul, Quaternary)

- 1-2- *Darvinula stevensoni* Brady and Robertson. 1. Right valve, external view. 2. Left valve, external view. MS-450, 23.00-23.50 m.
- 3- *Mediocypris* sp. Left valve, external view. MS-450, 24.50-25.00 m.
- 4- *Cyprideis trituberculata* Krstic. Right valve, external view. MS-450, 13.50-14.00 m.
- 5-6-7- *Cyprideis torosa* Jones. 5. Right valve, external view, male. 6. Left valve, external view, female. 7. Left valve, dorsal view, female. MS-444, 19.00-19.50 m.
- 8-9- *Cyprideis tetratuberculata* Krstic. 8. Left valve, external view. 9. Right valve, external view. MS-450, 14.00-14.50 m.
- 10-11- *Cyprideis monotuberculata* Tunoğlu and Ünal. 10. Left valve, external view. 11. Right valve, external view. MS-450, 10.00-10.50 m.
- 12- *Aurila* sp. Right valve, external view. MS-445, 7.00-7.50 m.
- 13-14- *Tyrrhenocythere amnicola* Sars. 13. Left valve, external view. 14. Left valve, external view, juvenile. MS-444, 17.50-18.00 m.
- 15-16- *Loxoconcha* sp. 15. Right valve, external view, female. 16. Left valve, external view, male. MS-444, 20.50-21.00 m.
- 17- *Ilyocypris gibba* Ramdor. Right valve, external view. MS-450, 23.00-23.50 m.
- 18- *Ilyocypris* sp. Right valve, external view. MS-451, 2.50-3.00 m.
- 19-20- *Candona neglecta* Sars. 19. Left valve, external view. 20. Right valve, external view. MS-444, 18.00-18.50 m.
- 21- *Candona (Typhlocypris) trigonella* Hejjas. Left valve, external view. MS-450, 23.00-23.50 m.
- 22- *Candona paralella pannonica* Zalanyi. Left valve, external view. MS-444, 19.50-20.00 m.

LEVHA II

PLATE II





# Küçükdere (Havran-Balıkesir) Epitermal Altın Damarının Özellikleri *The Characteristics of Küçükdere Epithermal (Havran-Balıkesir) Gold Vein*

Ali Rıza ÇOLAKOĞLU

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe 06532, ANKARA

## Öz

Bu çalışmada Balıkesir ilinin batısında bulunan Küçükdere (Havran) altın damarının yapısal-dokusal özellikleri ve altın damarı ile çevre kayaların özellikleri incelenmiştir. Altın damarı, porfirik dokulu andezitik bir kütle içerisinde, K45°D doğrultulu olarak bulunur. Dokusal özelliklerine göre altın damarı, 'andezit parçalı breşik damar', 'breşik damar', 'bantlı damar' ve 'masif karbonat' olarak dört tipe ayrılmıştır. Bir boşluk içerisinde oluşmuş damarda küçük boşluklar, kokart, tarak, bantlı ve breşik doku yaygın doku çeşitleridir. Ayrılan damar tiplerinden 'bantlı damar', altın içeriği açısından en zengin olanıdır. Damarda altın ve gümüş ana ekonomik metal olup Hg, As, Sb, Cu, Pb, Zn gibi elementler düşük konsantrasyonlarda bulunur. Damar ve çevresinde silisleşme, killeşme, serisitleşme ve propilitleşme yaygın bozunma türleridir.

**Anahtar Sözcükler:** Küçükdere, altın, cevherleşme, yapı-doku, jeokimya

## Abstract

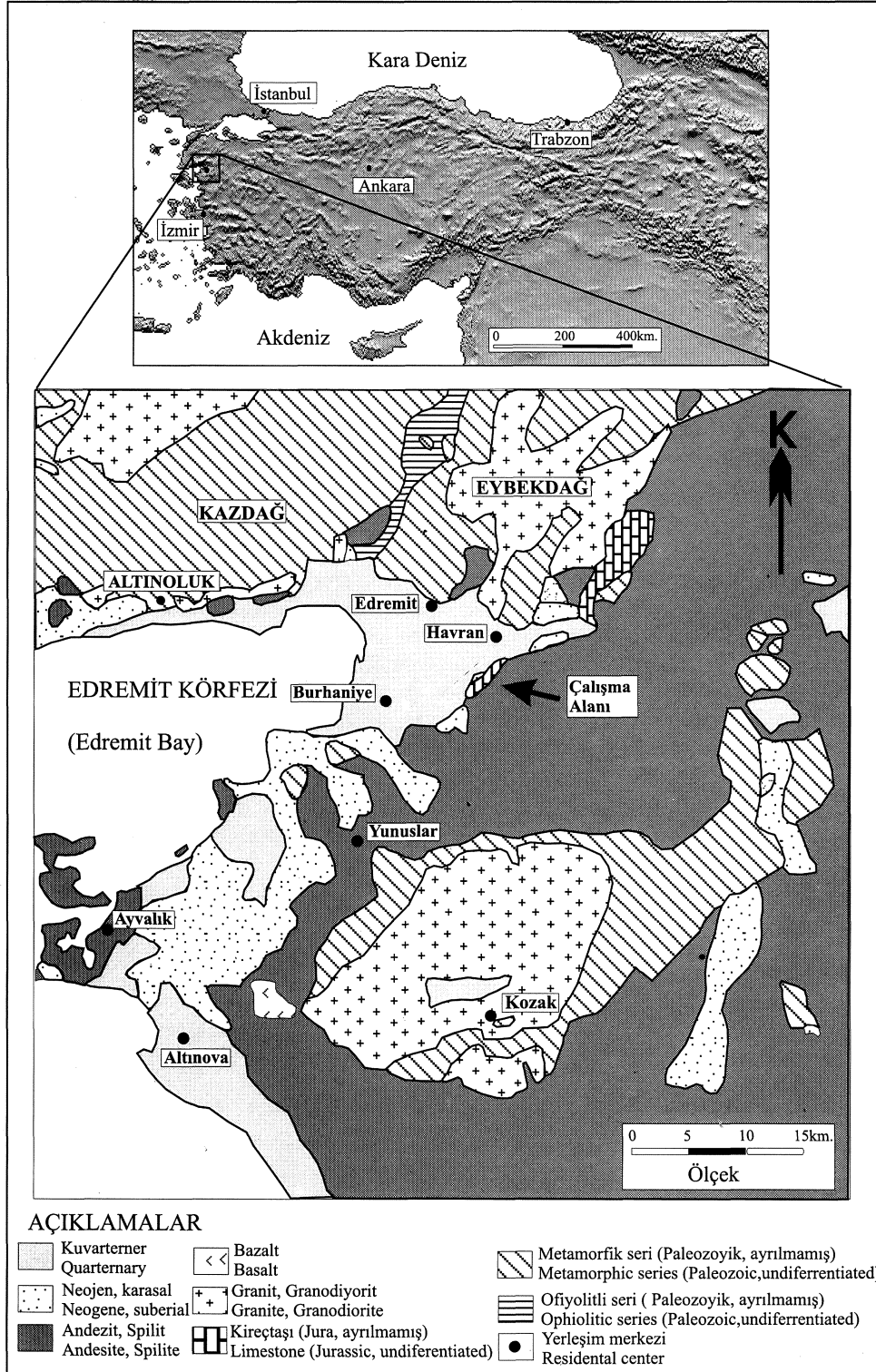
*The characteristics of the Küçükdere (Havran - Balıkesir) gold vein and wall-rock and structural and textural specifications of the gold vein have been investigated. Gold mineralization is in a N 45° E trending vein which is hosted by a porphyritic andesite stock. According to the textural specifications, the gold vein can be classified as 'andesite vein breccia', 'vein breccia', 'massive carbonate' and 'banded vein'. Small open spaces, cockade, cockscomb, banded and breccia textures occurred in the vein as the type of open spacefilling textures. Banded vein is the mineralized and richest vein type. Gold and silver are the economic metals, however Hg, As, Sb, Cu, Pb, Zn are traces in the vein. Silicification, argillization, sericitization and propylitization are the significant alteration types for the vein and the wall-rock.*

**Key Words:** Küçükdere, gold vein, ore, texture-structure, geochemistry.

## GİRİŞ

Batı Anadolu bölgesinde Kartaldağ-Madendağ (Çanakkale yöresi) ve Şart çayı (Manisa yöresi) gibi çok sayıda altın zuhuru yüzyıllardır bilinmektedir. 1987 yılından itibaren özellikle yabancı şirketler tarafından bölgede başlatılan araştırmalarla yeni yataklar aranmaya başlanmıştır. Çanakkale-Kirazlı, Bahkesir-Havran-Küçükdere, İzmir-Bergama-Ovacık yatakları bu araştırmalar sonucu keşfedilen sahalarından sadece birkaçıdır. Adı geçen yataklar Tersiyer volkanitleri içerisinde bulunurlar ve epitermal altın yataklarının asit-sülfat veya adularya-serisit tipi oluşumlarının özelliklerini gösterirler. Bu yataklardan Balıkesir-Havran- Küçükdere altın

yatağı Balıkesir ilinin batısında, Havran-Edremit ilçelerinin güneydoğusunda yer alır (Şekil 1) ve Balıkesir İ18-d4 topografik haritası içerisinde Küçükdere köyünün 4 kilometre güneyindeki Karayanık ve Germe Tepe alanını kapsamaktadır (Şekil 2). 1989 yılında TÜRAG (Türag Metal Madencilik Sanayi ve Ticaret Limited Şirketi) tarafından yüzeyden alınan kayaç örneklerinden elde edilen altın anomalileri bölgedeki çalışmaların başlangıcını oluşturmuştur. Çalışmalar detay yarma ve sondaj çalışmaları ile devam ettirilmiştir. Cevher damarını ve damar çevresini içine alan yaklaşık 20 km<sup>2</sup> lik bir alan içerisinde 1:25000 ölçekli jeolojik harita alımı yapılmıştır.



**Şekil 1:** İnceleme alanının yer buldum ve bölgesel jeoloji haritası.

**Figure 1:** Location and regional map of the study area.

TÜPRAG jeologları tarafından yapılan çalışmada cevher damarının genel konumları ve yankayaçların türü belirlenmiştir. Yapılan çalışmalar, kayaçların yalnızca makroskobik özellikleri dikkate alınarak yapılmıştır. Bu çalışmada alınan

örneklerle kayaçların petrografik tanımlamaları yapılmıştır. Yapılan tüm çalışmalar sonucunda yatakte ortalama 5,5 gr/ton tenörlü 1,1 milyon ton rezervli yaklaşık 6 ton altın tesbit edilmiştir.

## KÜÇÜKDERE (HAVRAN-BALIKESİR) ETİTERMAL ALTIN DAMARININ ÖZELLİKLERİ

Bu çalışmada damar ve yankayaçlardan, yapısal-dokusal ve mineralojik kriterler gözönünde bulundurularak ayrırtlanan birimlerden toplam 110 adet kayaç örneği toplanmıştır. Damarlardan yankayaçlara doğru alınan yüzey kayaç örneklerinden ICP (Inductively Coupled Plasma) yöntemiyle Au, Ag, Hg, As, Sb, Cu, Pb ve Zn elementlerinin kimyasal analizleri yapılmıştır (Çolakoğlu, 1993). Çalışmada incelenen incekesit, parlatma, XRD ve jeokimyasal analiz yaptırılan yüzey ve karot kayaç örneklerinin dağılımları Tablo 1 de görülmektedir.

**Çizelge 1:** Arazi örneklerinin dağılımları

**Table 1:** The distribution of field samples

ALINAN ÖRNEK TIPLERİ			
Yapılan Çalışma	Çalışma-Yüzey	Karot Kayaç	Toplam Örnek
Türü	Kayaç Örnekleri	Örnekleri	
İncekesit	60		76
Parlama Kesiti	13	16	18
XRD	4	5	10
Jeokimyasal Analiz	24	6	24

### BÖLGESEL JEOLJİ

inceleme alanı ve yakın çevresi Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaç türlerini içermektedir (Şekil 1). Bölgedeki en eski kayaç topluluğu Kazdağ Grubu olarak adlandırılmış olup, Permian öncesi yaşlı metadümit, metagabro, piroksenit, amfibolit, gnays ve mermerden oluşur (Bingöl ve diğ., 1973). Bu kayaçlar inceleme alanının hemen kuzey tarafında ve Kozak plütununun çevresinde görülür (Şekil 1).

inceleme bölgesinde Üst Kretase'den sonra plütonizma etkin olmuş ve Eybek ve Kozak plütonik masifleri yerleşmiştir. Her iki masif de gerek kimyasal ve mineralojik bakımdan ve gerekse de konum ve yaş bakımından büyük benzerlik göstermektedir (Ercan ve diğ., 1984).

Çalışma alanı içerisinde geniş yayımlı olan Tersiyer yaşlı kaya birimleri, ayrıntılı olarak incelenmiş olup, Ercan ve diğerleri (1984, 1990) yaptıkları petrografik çalışmalarla Miyosen yaşlı lavların çoğunlukla andezitik, yer yer dasit ile ender olarak da riyodasitik türde, Pliyosen yaşlı lavların ise bazaltik türde olduklarını belirlemişlerdir. Aynı araştırmacılar ayrıca Miyosen yaşlı lavların tamamen kalkalkalen nitelikte olup kabuksal köken özelliği taşıdıklarını saptamışlardır.

Pliyosen yaşlı Dededağ bazaltı bölgede küçük yüzlekler halinde izlenmektedir. Bu kayaçlar, Tersiyer yaşlı birimleri kesmiş ve üzerlerine akmıştır (Akyürek ve Soysal, 1978). Bölgede geniş yayılım gösteren, Pliyosen-Orta Miyosen yaşlı akarsu ve göl çökelleri Neojen oluşumları olarak izlenir. Alüvyonlar, çevredeki yaşlı kayaçların erozyona uğrayarak taşınmaları sonucu gelen malzemelerle oluşmuştur (Akyürek ve Soysal, 1978).

### ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

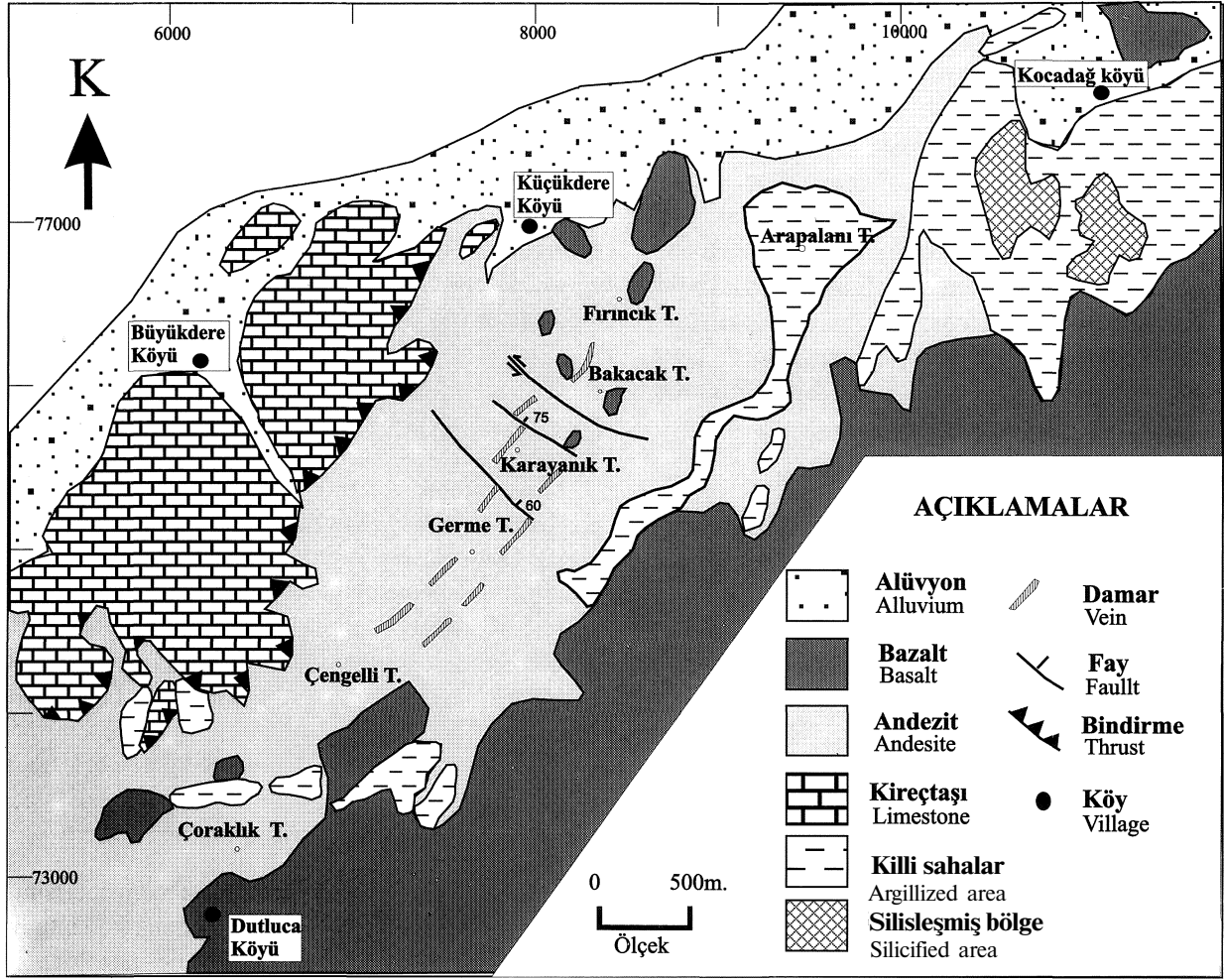
Makroskobik ve mikroskobik çalışmalara göre inceleme alanı ve yakın çevresinde andezit ve bazalt olmak üzere iki farklı türde volkanit ayrırt edilmiştir (Şekil 2). İnceleme alanının hemen batısında ise Jura yaşlı kireçtaşları yer almaktadır. Bu kireçtaşları muhtemelen bindirme ile andezitik türdeki kayaçların üzerinde yer almaktadır. Bu bindirme inceleme sahasının güneyinde yer alan kireçtaşında görülebilmeye rağmen kuzey kesimlerde çok belirli değildir (Şekil 2). Arazi çalışmaları sırasında birim içerisinde ammonit fosili bulunmuştur.

Miyosen yaşlı andezit, inceleme alanı içerisinde cevher damarının içinde bulunduğu ana kayaçtır ve batıda kireçtaşları, doğuda ise genç bazaltlar ile çevrilidir (Şekil 2). Kayaç bozunmaya uğradığından, genel görünüm itibarıyla açık kahverengimsi sarı renkli ve porfiratik dokuludur.

Andezit içerisinde yerleşmiş olan damar, cevherleşme içeriği dikkate alınmaksızın yalnızca damarın göstermiş olduğu eğime göre 'dik' ve 'düz' damar olarak ele alınmıştır.

Pliyosen yaşlı bazalt inceleme alanı içerisinde bulunan en genç volkanik kayaç birimidir. Çalışma alanı sınırları içerisinde Bakacak Tepe üzerinde ve bu tepenin kuzeybatı uzanımındaki küçük tepelikler üzerinde yer almaktadır. Ayrıca Fırmcık Tepe, Fırmcık Tepe'nin kuzeyi ve çalışma alanı dışındaki bölgenin doğusundaki alanları da kaplar, inceleme sahasında bu kayaç türü andezitleri örtmüş olarak görülmektedir. Makro olarak açık gri renklidir ve herhangi bir alterasyon göstermez. Kayacın bileşenleri plajiyoklaz, ojit, biyotit ve volkanik kayaç ksenolitleri olarak belirlenmiştir. Hamur volkan camı ve mikrolitlerden oluşmaktadır. Doku hiyalopilitik porfirik olarak belirlenmiştir, içerisinde herhangi bir cevherleşme görülmemiştir.





Şekil 2: Küçükdere alanının jeoloji haritası (Tüprag, 1991)

Figure 2: Geological map of Küçükdere area (Tüprag, 1991)

Alüvyonlar bölgede yer alan daha yaşlı formasyonların erozyona uğramaları sonucu taşınarak gelen malzemelerle oluşmuşlardır (Şekil 2). Haritada yapılan alan içerisinde, analizlerle belirlenen cevherleşme içermeyen silisleşmiş alanlar ve bunların yakın kısımlarında, bozunmuş killi alanlar görülmektedir (Şekil 2).

### CEVHER YANKAYAÇ İLİŞKİLERİ

inceleme alanında yapılan jeolojik çalışmalar ve sondaj verilerinin de ışığı altında cevher andezit bir kütle içerisinde yer alan damar içinde bulunur. Bu damar yaklaşık K 45° D doğrultulu uzanmaktadır. Topografyanın elverişsiz olması ve arazinin örtülü olması nedeniyle cevher damarının yatak içerisindeki uzanımı her yerde açık olarak izlenememiştir. Ancak daha sonradan açılmış olan yarmalar ve sondaj çalışmaları ile cevher damarının özellikleri ve

konumları daha ayrıntılı olarak ortaya konulabilmiştir.

Çalışma alanı içerisinde, göstermiş olduğu eğime göre yüzeyde iki farklı damar mostra vermektedir. Bunlar 'dik' ve 'düz' damar olarak adlandırılmışlardır. Yaklaşık K45°D olarak uzanan dik damar dikten yaklaşık 60°'ye kadar değişen değerlerde güneydoğu'ya doğru dalar. 'Dik damarın' yüzeydeki uzunluğu yaklaşık 2 kilometre kadardır ve kalınlığı 1-2 metreden 30 metreye kadar değişiklik göstermektedir. 'Düz damar', Germe Tepe'nin doğu yamacında mostra vermektedir. Bu damar, 'dik damar' ile bağlantılı olup yaklaşık düz olarak uzandığından 'düz damar' olarak adlandırılmıştır. Yapılan sondajlarda 'düz damarın' kalınlığı kuzey kısımlarda, biraz daha incelererek, 2-10 metre arasında değişmektedir. Güney kısımlarda ise kalınlık 20 metreye kadar çıkmaktadır ve yataydan 25-30° varan eğimlerde kuzeybatı'ya doğru dalar. Bu damar değişik uzunluklarda mostra verip, en iyi

## KÜÇÜKDERE (HAVRAN-BALIKESİR) ETİTERMAL ALTIN DAMARININ ÖZELLİKLERİ

olarak Germe Tepe'nin güneydoğusunda görülmektedir (Şekil 2). Ayrıca daha güneydeki Çengelli Tepe'nin doğusunda ve kuzey'de Bakacak ve Firmcık Tepe'nin batı kenarında da yer almaktadır. 'Düz damar', 'dik damarın' yalnızca doğu tarafında bulunmaktadır. Cevher damarının genel görünümü ve damar şekli, sondaj verileriyle belirlenmiş olup idealleştirilmiş temsili kesiti Şekil 3' de gösterilmiştir. Cevher yerleşiminden sonra ana damar, yüksek açılı normal ve doğrultu atımlı faylarla kesilmiştir. Çalışma alanı içerisinde yer alan en önemli sol doğrultu atımlı fay yaklaşık 100 metrelik bir atıma sahip olup Karayanık ve Bakacak Tepe'lerinin boyun yaptığı yerde yer alır ( Şekil 2).

### DAMAR TIPLERİ VE PETROGRAFİSİ

Damarlar; yapı doku, mineralojik özellikleri ve bileşenleri göz önüne alınarak esas olarak 'andezit parçalı breşik damar', 'breşik damar', 'bantlı damar' ve 'karbonat damarı' olarak dört tipe ayrılmıştır (Şekil 3).

#### Andezit Parçalı Breşik Damar (Avbx)

Dik damarın batı tarafında ayırt edilmiştir. Hem makro hem de mikro ölçekte, breşik doku görülmektedir. Açılma zonlarına silikaca zengin çözeltilerin gelişi esnasında basınç etkisiyle boşluğun kenar kısımlarından kopartılan andezit parçaları bu damar tipinin breşlerini oluşturmuştur. Kalınlığı 7 metreye kadar çıkmaktadır. Bazen doğu tarafına doğru damar breşlerine geçiş gösterir. Bu damar tipi, içinde altere olmuş andezit parçalarını içerir. İki-üç fazlı silika getiriminin varlığı tesbit edilmiştir. Bunlar birbirini kesen farklı tane boylarındaki kuvars damarcıkları ve bütün kayacın yeniden silisleşmesi şeklinde görülmüştür. Karbonat ve demir oksitler nadir olarak gözlenir. Andezit parçalı breşik damar ile yankayaç kontağı bazı kısımlarında, yoğun (% 60-70) ağsal yapı olarak kuvars damarcıkları içerir. Andezit parçalarının kenarlarından itibaren farklı boyutlu kuvars kristallerinin geliştiği gözlenmiştir. Bu birimde tespit edilen "kokart" (Cockade) doku, andezit parçalarının etrafında kuvars ve mangan minerallerinin (manganit- piroluzit) dizilimi sonucu oluşmuştur (Şekil 3). Andezit damar breşi içeren örneklerde kuvars, yaygın gang minerali iken daha az miktarlarda ise mangan mineralleri, kalsit ve opak mineraller içerir. Yapılan jeokimyasal analizlere göre bu birimde altın tenörü 0-700 ppb arasındadır ve işletilebilir tenorun altındadır.

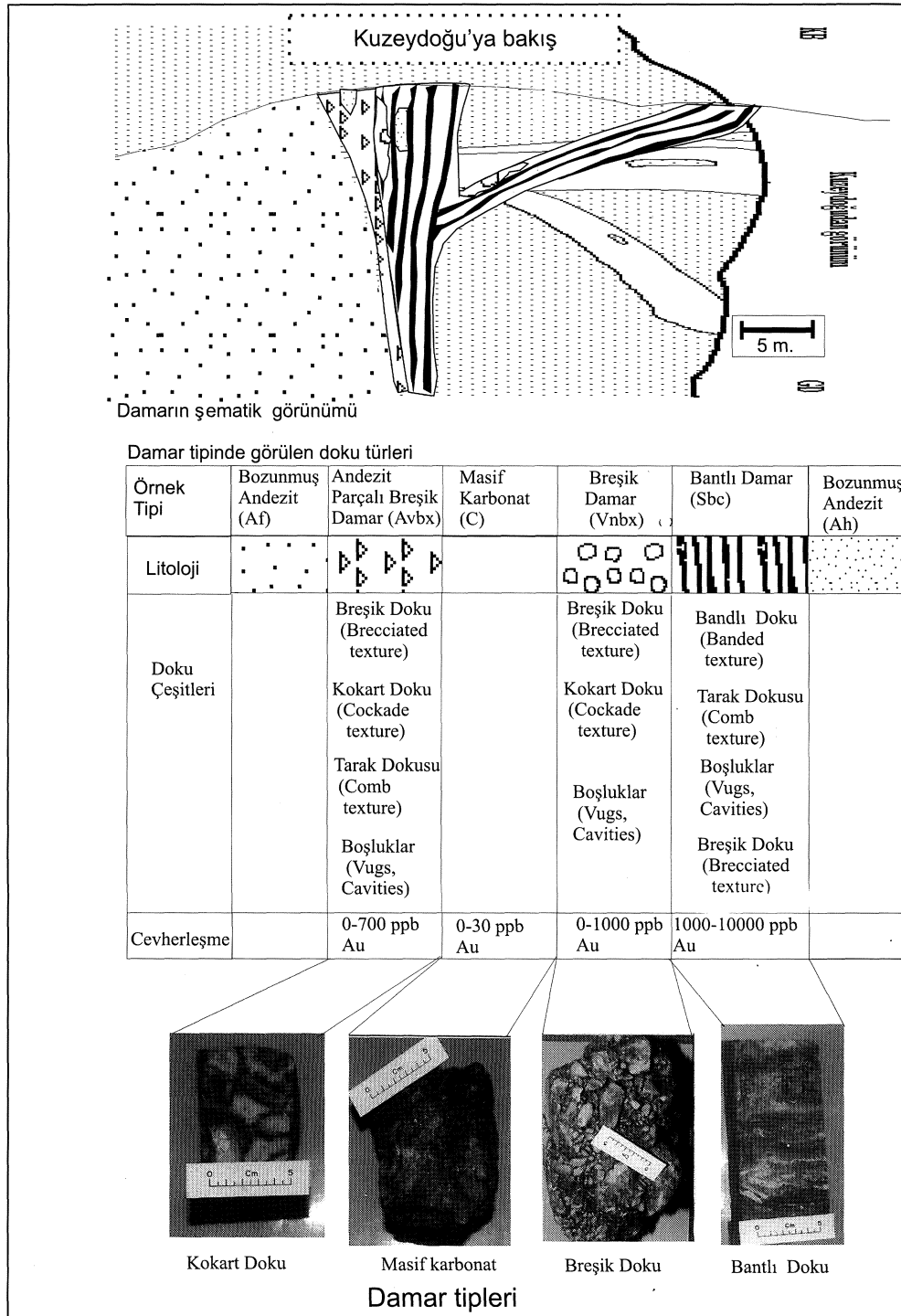
#### Breşik Damar (Vnbx)

'Breşik damar' olarak adlandırılan bu damar tipi, incelenen damar içinde, 'andezit parçalı breşik damar' ve 'bantlı damar' kesin bir sınırla ayrılmamaktadır. Dik damarın doğu tarafında bantlı damarla olan kontaklarında, düz damarın ise yine bantlı damarla geçişli ancak bazen, 1 metreye varan kalınlıklarda net olarak izlenebilmektedir. Sondaj karotlarında 4-5 metreye varan kalınlıklarda tesbit edilmiştir. Genelde, incelenen breşik damar örneklerindeki breş parçalarını kuvars oluşturmuştur (Şekil 3). Daha önce kristallenmiş bu parçalar daha ince taneli olup içlerinde çok küçük kristalli karbonat ve opak mineralleri içerirler. Daha iri kristalli (1-2 mm.) özşekilsiz kalsitler genelde hamuru oluşturur. Ayrıca daha iri kristalli kuvarslar (1-2.5 mm.) bazen bu temiz görünümlü iri kalsit kristalleri ile birlikte bulunmaktadır. Mineralojik olarak kuvars, karbonat ve mangan birbirleri arasında içice bulunurlar. Çok ince kuvarslardan oluşan breş parçalarının içlerinde de ayrıca 1-3 mikron boyutunda karbonat mineralleri bulunmaktadır. Karbonat kristallerinin içerildiği kuvars parçaları daha iri kristalli kalsit matriksi içerisinde görülür.

Bazı durumlarda içlerinde, 'bantlı damar' (Sbc) tiplerinin parçaları da görülmüştür. Bu örneklerin kimyasal analizleri sonucu andezit parçalı damar breşinden daha yüksek altın değerleri verdiği tesbit edilmiştir. 'Andezit parçalı breşik damar' 0-700 ppb arasında değer verirken Tüprağ tarafından yaptırılmış analizlerde genelde bu birim, altın içeriği açısından 1 ppm'e kadar değerlerde sonuç vermektedir. Genelde 'bantlı damar' tipinin (Sbc) parçalarını içeren örneklerde, altın değerlerinin daha da arttığı görülmüştür. 'Bantlı damar' tipinin parçalarını da içinde bulundurması 'bantlı damardan' daha sonra yerleştiğini de ortaya koymaktadır.

#### Bantlı Damar (Sbc)

İnceleme alanında 'dik' ve 'düz damar' içerisinde kuvars ve karbonat minerallerinin bantlar oluşturacak şekilde dizilmeleri sonucu oluşmuş bir damar tipi olarak ayırt edilmiştir. Kuvars/karbonat oranı sabit olmayıp her örnekte farklılıklar göstermektedir. 'Breşik damar' tipiyle olan sınırları kesin değildir. Bazen içlerinde 'breşik damar' tiplerini içerirler. Bu damar tipi ortalama olarak 6 ppm altın içeriğine sahiptir. Bu birim içerisindeki aşırı oksitlenmiş kısımlarda altın konsantrasyonunun artışı dikkat çekicidir.



Şekil 3: Damarın şematik görünümü ve damar tipleri (Çolakoğlu, 1993)

Figure 3: Schematic view of the veins and vein types

Damarın asıl cevher içeren birimi olarak ayrılan bu birimin ana gang mineralleri kuvars ve manganlı kalsittir. Ayrıca bazı cevher mineralleri de düşük miktarlarda gang olarak bulunmaktadır. Kalsit içerisindeki yaygın mangan içeriğinden dolayı bu mineraller manganlı kalsit olarak adlandırılmışlardır. Makro ölçekte genelde düzgün olarak izlenen bant-

laşma (Şekil 3) mikro ölçekte aynı ölçüde düzgün olmayıp, bantlaşma sınırlarındaki kristal şekilleri belirgindir. Ayrıca birbirleri içinde büyümüş az miktarda kuvars ve kalsit minerali gözlenmiştir.

### Masif Karbonat (C)

'Dik' ve 'düz damar' içerisinde yaygın bulunan karbonatlar, Karayanık Tepe üzerinde göstermiş oldukları masif yapılarından dolayı ayrı bir damar tipi olarak ayırt edilmiştir (Şekil 3). Bu karbonatların XRD incelemelerinde genel bileşimlerin kalsit, manganokalsit ve kısmen ankerit olduğu belirlenmiştir. Karbonatların incelenmesinde, kalsit kristallerinin genelde iri (2-3 mm.) ve kısmen ince taneli oldukları tesbit edilmiştir. Makroskobik incelemelerde karbonat olarak tanımlanan örneklerde mikroskobik ölçekte yer yer özşekilli ve yarı özşekilli kuvars kristalleri gözlenmiştir, ince çatlaklar boyunca yerleşen bu kuvars kristallerinin de arasında kalsit kristalleri görülmüştür. Bu karbonatlardan alınan örneklerin jeokimyasal analizlerine göre altın içeriği bakımından boş (0-30 ppb) veya işletilebilir tenorun çok altında oldukları tesbit edilmiştir.

### DAMARDA GÖRÜLEN DOKU TÜRLERİ

inceleme alanında, damar içerisinde tesbit edilen doku çeşitleri, boşluk dolguları biçimindedir. Damar içinde damar tiplerinde görülen bantlı ve breşik dokuların dışında daha küçük ölçekli boşluk ve küçük cepler (vugs & cavities), tarak dokuları (comb texture) ve kokart dokuları (cockade texture) görülür. Dowling ve Morrison (1985), bu tip boşluk dolgularının epitermal sistemlerde yaygın olarak bulunduğunu mezotermal sistemlerde ise ender olarak bulduklarını belirtmişlerdir.

Büyük bir boşluk içerisine yerleşen damarlar ve breşlerin bu boşluğu tamamen dolduramayıp, eksik dolmasıyla yan küçük boşluklar (cavities) meydana gelmiştir. Bir kırık içerisinde cevher ve gang minerallerinin karşılıklı iki duvardan itibaren gelişen kristallerin düzenli olmayan kristalleşmelerinden dolayı içerilen daha küçük boşluklar da (vugs) mevcuttur. Bir kırığın karşılıklı duvarlarından itibaren gelişmiş ve genel olarak prizmatik kuvars kristalleri tarafından meydana getirilmiş tarak dokusu (comb texture) tüm damar tiplerinin boşluklarında görülmüştür. Kokart doku, (cockade texture) gelen çözeltiler esnasında yankayaçtan kopartılan parçaların çözeltideki mineraller tarafından çevrelenmesi ile oluşmuştur. Andezit parçalı breşik damar tipi içerisinde andezitik yankayaç parçalarının kuvars ve mangan içerikli kuvars kristalleri tarafından çevrelenmesi şeklinde görülmektedir.

### ALTERASYON

Andezitik yankayaçta yer alan damar çevresinde propilitik ve killi alterasyon gözlenmektedir. Genel olarak damarların kenar kısımlarında killi, damar kenarlarının daha uzak kesimlerinde ise geniş yayımlı propilitik alterasyon görülmektedir. Arazide killeşme derecesi çok değişiklik göstermekle birlikte özellikle 'dik damarın' yakın çevreleri ve 'düz damarın' üst kısımları çok kuvvetli olarak bozunmuştur.

Makro olarak propilitik alterasyon killi alterasyona göre daha düşük bozunmuş şiddetinde olup, biyotit ve feldispat mineralleri ayırt edilebilmektedir. Ayrıca propilitleşmiş alanlarda kayaç yeşil renkli görünmekle birlikte yer yer asite (HCl) karşı reaksiyon göstermektedir. Buna karşın killeşmiş alanlar sarımsı kirli beyaz renkli olarak görülür. Feldispat kristalleri ise yer yer yoğun bir şekilde bozunmuştur. Bu örneklerin mikroskobik incelemelerinde ana bileşen olarak plajiyoklaz, piroksen, biyotit, tali bileşen olarak ise epidot, kuvars, titanit, apatit, zirkon ve opak mineraller tesbit edilmiştir. Plajiyoklazlar, piroksenler, biyotitler ve opak mineraller bozunmaya yaygın olarak uğramış birincil minerallerdir. Plajiyoklazlar genelde aşırı derecede tamamen bozunmuşlardır. Bu bozunmalar plajiyoklazlarda serisitleşme, karbonatlaşma, silisleşme, kloritleşme ve kil mineralleri şeklinde görülmüştür. Diğer yaygın fenokristaller ise genelde aşırı derecede veya tamamen bozunmuş özşekilsiz ve yarı özşekilli biyotit ve piroksenlerden oluşmaktadır. Bu mafik minerallerdeki bozunmalar da klorit, serisit, kalsit, demir oksidasyonu ve ince kesitte tanımlanamamış kil mineralleri şeklindedir. Yer yer bazı örneklerde iyi yuvarlaklaşmış ve bazen kemirilmiş şekilde kuvars fenokristalleri de bulunmaktadır. Yankayaçın ilksel dokuları aşırı derecede silis getirimleri ile bozulmuştur. Matriks çoğunlukla tamamen kriptokristalin kuvars taneleri oluşacak şekilde ornatılmıştır. Serisit, klorit, karbonat ve nadiren epidot oluşumları ikincil ürünlerdir. Killeşmiş örneklerin kesit incelemelerinde, plajiyoklaz ve mafik minerallerde daha fazla serisit ve kil mineralleri, propilitik örneklerin kesitlerinde ise daha yaygın klorit, karbonat ve demir oksidasyonu görülmüştür. Mikroskobik gözlemlerden elde edilen bu sonuçlar kayaçların makro tamamlamalarındaki özellikleri de desteklemektedir.

Incekesitte tanımlanamayan kil minerallerinin varlığını ortaya koyabilmek için inceleme alanı içerisinde damara yakın bozunmaya uğramış andezitik kayalardan, dört adet yüzey kayaç, altı adet karot olmak üzere toplam on adet örnek alınarak XRD analizi yapılmış ve kil mineralleri ayırt edilmiştir. Örnekler makroskobik ölçekte "propilitleşmiş ve/veya killeşmiş andezit" olarak tanımlanmıştır. Tayin edilen kil mineralleri; kaolinit, illit, klorit, klorit-vermikülit ve simektit' tir (Tablo 2).

Genel olarak arazide propilitleşmiş olarak tanımlanan örneklerde kloritin, killeşmiş olarak tanımlanan örneklerde ise kaolinitin daha fazla olduğu ve illitin her iki türde de yaygın olarak bulunduğu ortaya konmuştur. Simektit bir örnekte yüksek değer gösterirken, diğer örneklerde eser miktarlarda bulunmuştur. Elde edilen sonuçlara göre killerin yüzeye yakın kısımlarda, kaolinit- illit miktarının, derine doğru ise, klorit-simektit miktarının arttığı söylenebilir.

andezitik yankayaçlarda 0-700 ppb gibi düşük değerlerdedir. Tüprağ şirketinin almış olduğu detaylı örneklemelerle de, yalnızca 'bantlı damar' tipinden alman örneklerin altın değerleri yüksek olup ortalaması yaklaşık 6 gr/ton olarak belirlenmiştir. Çalışma için toplanan örneklerin azlığı nedeniyle 'bantlı' örneklerin ortalama değerleri arasında farklı sonuçlar elde edilmiştir. Ancak ortalama değerinin yüksek olmasından dolayı bu damar tipinde altının zenginleştiğini kanıtlamaktadır. Tablo 3' den de görüleceği gibi damardan alınan örnekler yankayaçlara göre farklı değerler içermektedir. Alman örnek sayısının azlığı nedeni ile değişimin daha iyi görülebilmesi için damarın değişik kesit hatlarından alman tüm örnekler, damarı dik kesecek şekilde, aynı tip örnekler tek bir grafik üzerinde gösterilmiştir (Şekil 4). Grafikler, altın-gümüş, kurşun-çinko-bakır, arsenik-antimon-civa şeklinde gruplanmış, damar ve yankayaç içerisindeki değişimleri incelenmiştir. Ancak bakır ve civa değerleri, içinde bulunduğu grup içerisinde diğer değerlere

**Çizelge 2:** XRD kil fraksiyonu çözümleme sonuçları *Table 2: XRD clay fraction results*

	Örnek Numarası	Örnek Yeri	Makroskobik Tanımlama	Sonuçlar
Yüzey Örnekleri	1	74375N 7080E	Killeşmiş Andezit	İllit-Kaolinit
	2	74292N 7250E	Piropilitleşmiş Andezit	Kaolinit-Klorit-İllit
	3	74830N 7950E	Killeşmiş Andezit	İllit-Kaolinit
	4	Küçükdere Köyü	Zayıf Piropilitleşmiş Andezit	Kaolinit-Klorit-İllit
Karot Örnekleri	KD21	75378N 8020E 18.5 m	Killeşmiş Andezit	Kaolinit-İllit-(Klorit Vermikülit)
	KD21	75378N 8020E 82.5 m	Piropilitleşmiş Andezit	Simektit-Klorit-İllit-Kaolinit
	KD58	74925N 8020E 82.5 m	Piropilitleşmiş ve Zayıf Killi Andezit	Kaolinit-Klorit-İllit
	KD58	74925N 7658E 11 m	Killeşmiş Andezit	Kaolinit-İllit-(Klorit-Vermikülit)
	KD41	74780 N 77624E 12.5 m	Piropilitleşmiş Andezit	(Klorit-Vermikülit) İllit-Kaolinit
	KD37-A	74954 N 7827 E 19 m	Killeşmiş Andezit	Kaolinit-İllit-Klorit+- Simektit

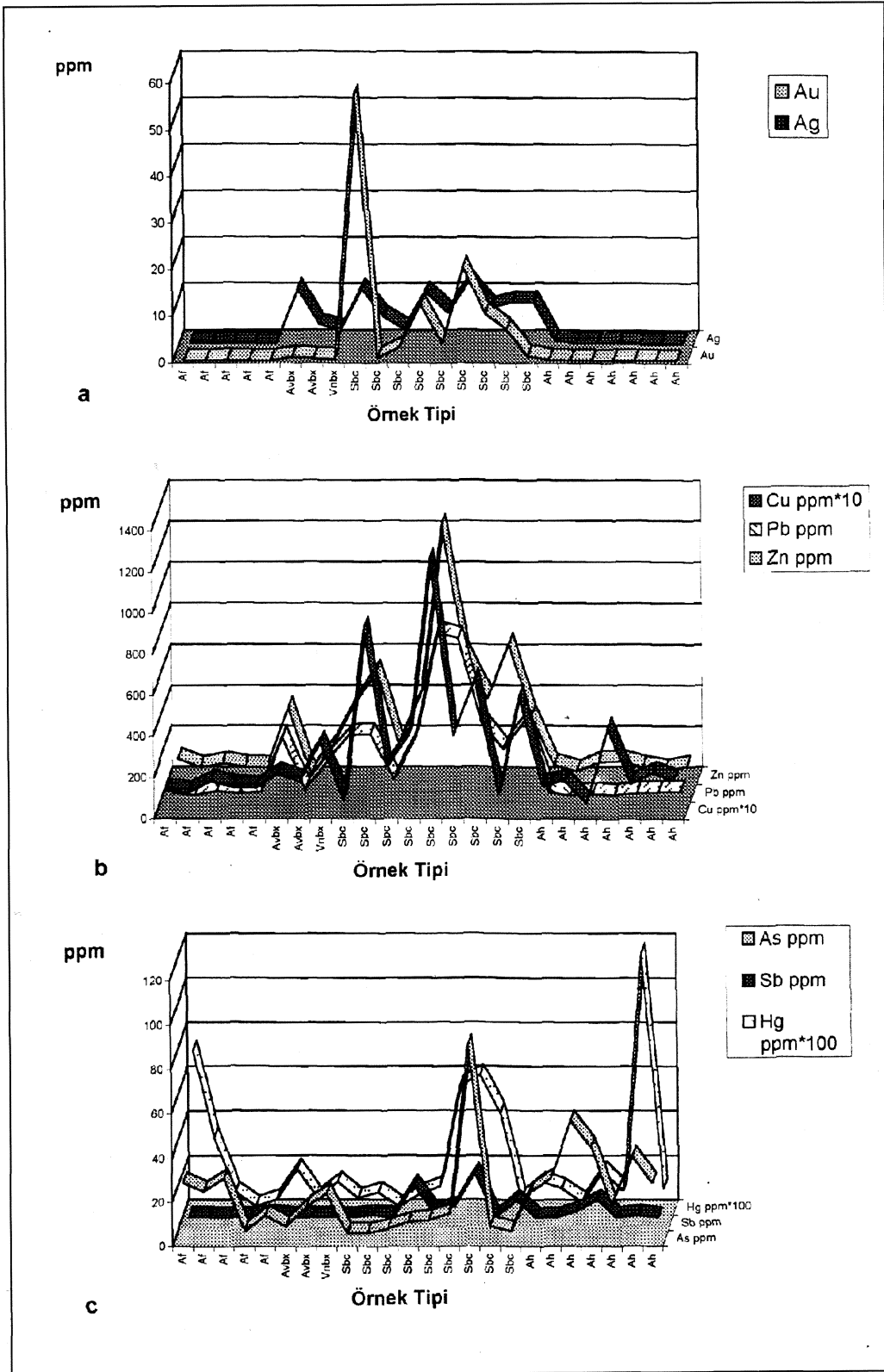
## DAMARLARIN JEOKİMYASI

Cevherleşme ve yankayaç içerisindeki element dağılımlarını incelemek amacıyla damar ve yankayaç temsil eden toplam 24 adet yüzey kayaç örnekleri alınmıştır. Örnekler Karayanık Tepe, Karayanık Tepe güneyi, Germe Tepe ve Germe Tepe doğusunda bulunan damarlardan kesitler boyunca alınarak, elementlerin damar ve yankayaç içerisindeki değişimleri incelenmiştir. Alman örnekler 8 element için analiz ettirilerek, sonuçları içerdikleri orana göre ppm cinsinden saptanmıştır (Tablo 3).

Bantlı damar<sup>1</sup> (Sbc) tipinden alınan örneklerde, altın değerleri yaklaşık ortalama 12 ppm gibi yüksek değerlerde elde edilirken, diğer damar tiplerinde ve

göre çok düşük görüldüğünden değişimin daha iyi görülebilmesi için grafik üzerinde bakır değerleri 10 katı, civa ise 100 katı olarak ele alınmıştır. Altın ve gümüş değerleri yalnızca damar içerisinde yüksek değerler göstermektedir (Şekil 4). Damardan yankayaçta doğru gidildikçe altın ve gümüş değerleri görülmemektedir. Kurşun, çinko, bakır da (Şekil 4) damar içerisinde zenginleşmiş, ancak sonuçları açısından damar içerisinde düşük konsantrasyonlarda bulunmaktadır. Civa hareketli bir element olması nedeni ile damar ve bozunmuş yankayaç içerisinde farklı değerler göstermektedir. Arsenik ve antimon damar ve yankayaçlarda düşük oranlarda içerildiğinden damar ve yankayaç içerisindeki değişimleri açık olarak ortaya konamamıştır (Şekil 4).

KÜÇÜKDERE (HAVRAN-BALIKESİR) ETİTERMAL ALTIN DAMARININ ÖZELLİKLERİ



Şekil 4a: Au, Ag, b.Cu, Pb, Zn c.As, Sb, ve Hg değerlerinin damar ve yankayaç içerisindeki Değişimi (Çolakoğlu, 1993)

Figure 4a: Au, Ag, b. Cu, Pb, Zn c. As, Sb, and Hg values in vein and waUrocks.

**Çizelge 3:** Damar ve yankayaçlardan alınan örnek-  
lere ait eser element analizleri.

**Table 3:** Trace element analyses of samples collec-  
ted from vein and wall-rocks.

Örnek Numarası	Örnek Tipi	Au ppm	Ag ppm	Cu ppm*10	Pb ppm	Zn ppm	As ppm	Sb ppm	Hg ppm*100
115351	Af	0,11	0,2	121	29	106	28	5	73
115361	Af	0,01	0,1	114	16	66,9	24	5	34
115369	Af	0,068	0,1	168	37	88,1	30	5	9,4
115385	Af	0,056	0,2	142	25	69,1	6	5	3
115388	Af	0,03	0,1	135	33	66,1	13	6	6
115353	Avbx	0,77	11,7	203	297	360	8	5	20
115359	Avbx	0,46	4,1	167	43	32,3	17	5	6,6
115352	Vnbx	0,28	2,8	355	183	174	23	5	14
115355	Sbc	57	11,8	77	307	377	5	5	6,6
115362	Sbc	0,57	5,7	916	313	540	5	6	9,4
115365	Sbc	2,8	3	239	92	179	7	5	2,8
115366	Sbc	12	11	394	290	430	10	20	8,5
115368	Sbc	3,7	6,6	1250	807	1250	11	7	12
115372	Sbc	20	13,4	387	783	623	14	10	57
115377	Sbc	10	7,7	664	373	402	90	25	62
115383	Sbc	6,7	8,9	105	239	670	8	5	45
115386	Sbc	0,97	8,9	584	386	320	6	13	6,5
115357	Ah	0,15	0,7	144	33	78,8	24	5	14
115358	Ah	0,041	0,1	173	17	49,2	30	5	11
115363	Ah	0,065	0,3	62	24	92,5	56	8	4,7
115364	Ah	0,076	0,1	426	16	97	44	13	19
115378	Ah	0,026	0,1	157	28	68,1	18	5	9,9
115381	Ah	0,017	0,1	208	30	52,8	40	6	117
115387	Ah	0,07	0,1	171	34	70,3	28	5	11

### CEVHER MİNERALOGİSİ

Cevher mikroskobisi sadece 18 adet 'bantlı' örneklerden hazırlanan parlatmalarda incelenmiştir. Parlak kesit incelemelerinde kuvars ve karbonat yaygın olarak bulunan gang mineralleridir. Bu minerallerle birlikte yaygın olarak mangan mineralleri ve daha az oranlarda ise kalkopirit, kalkosin, bornit, kovellin, manyetit, fahlerz, sfalerit, rutil ve altın gözlenmiştir. Mangan mineralleri piroluzit ve manganit olarak tesbit edilmiştir. Piritin yaygın bozunması sonucu hematit ve limonit oluşmuştur. Cevher mikroskobisi çalışmalarında altın genelde 1-5 mikron boyutunda gözlenmiştir. Altın partikülleri çok ince taneli olarak kuvars ve karbonatlar içinde kapanım veya kırık ve çatlakların kenar kısımlarında serbest olarak gözlenmiştir ve özşekilsizdirler. Piritlerin genel olarak diğer minerallere göre daha fazla içerildiği ve daha iri (100-300 mikron) kristalli oldukları gözlenmiştir. Yüzeiden alınan örnek-

lerinde piritler yaygın olarak limonitleşme göstermektedir. Bu piritler kısmen yarı kısmen ise tam olarak limonitleşmiştir. Tesbit edilen diğer mineraller ise kapanım olarak, birbirlerinin içlerinde gelişerek oluşmuştur. Ayrıca damarın yüksek altın içerikli bantlı damar tipinden (Sbc) alınan ve Mintek Laboratuvarına gönderilen örneklerin SEM-EDAX incelemelerinde aşağıdaki mineraller tesbit edilmiştir.

Yangın	Kuvars - (SiO <sub>2</sub> )	Piroluzit - (MnO <sub>2</sub> )
Ana	Kalsit - (CaCO <sub>3</sub> )	Pirit - (FeS <sub>2</sub> )
Mineraller	Manganokalsit - (Ca, Mn) CO <sub>3</sub>	Hematit - (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )
	Manyetit - (Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> )	Lepidokrokit - (FeOOH)
	Ortoklaz - (KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )	Götüt - FeO(OH)
Eser	Galen - (PbS)	Kuprit - (Cu <sub>2</sub> O)
Mineraller	Sfalerit - (ZnS)	Tenorit - (CuO)
	Rutil - (TiO <sub>2</sub> )	Dijenit - (Cu <sub>5</sub> S <sub>2</sub> )
	Altın - (Au)	Kovellin - (CuS)
	Kalkopirit - (CuFeS <sub>2</sub> )	Bornit - (Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub> )
	Dioplas - (CuSiO <sub>2</sub> ) (OH) <sub>2</sub>	Embolit - Ag (Cl, Br)

## KÜÇÜKDERE (HAVRAN-BALIKESİR) ETİTERMAL ALTIN DAMARININ ÖZELLİKLERİ

### SONUÇLAR

Küçükdere altm yatağı damar olarak, porfirik dokulu andezitik bir kütle içerisinde yer almış ve yüzeye yakın kısımlarda zenginleşmiştir. Damar göstermiş olduğu eğime göre 'dik' ve 'düz damar' olarak adlandırılmış ve K45°D yönlü olarak uzanmaktadır. Damarlar dokusal özelliklerine göre farklılıklar göstermektedirler. Bunlar 'andezit parçalı breşik damar', 'breşik damar', 'bantlı damar' ve 'karbonat damarı' olarak ayrılmıştır. Ayrıca boşluk içerisinde gelişmiş doku türleri olarak kokart dokuları, tarak dokuları, bantlı dokular ve breş dokuları oluşmuştur. Bu dokularla birlikte küçük boşluklar ve cepler de mevcuttur. Bu tür dokular tipik epitermal dokulardır (Kutina ve Sedlackova, 1961).

'Bantlı damar' altm içeriği açısından en zengin damar tipidir. Altın, kuvars ve karbonatların kontaklarında serbest taneler veya bu minerallerin içlerinde kapanım olarak bulunur. Damarda altın ve gümüş ana ekonomik metal iken, Hg, As, Sb, Cu, Pb, Zn gibi elementler eser olarak bulunurlar. Kuvars ve karbonatlar damarın ana gang mineralleridir.

Silisleşme, killeşme, serisitleşme ve propilitişme inceleme alanında ayırt edilmiş bozunma türleridir. Silisleşme esas olarak damarda görülmekle birlikte, mikroskobik olarak andezitik ana kayacın hamurunda da gözlenir. Killeşme, kuvvetli bozunmuş olarak 'dik damarın' yakın kısımlarında ve özellikle 'düz damarın' üst kısımlarında görülmüştür. Propilitik bozunma silisleşmiş damarı ve killeşmiş kayaçları çevreleyecek şekilde, geniş yayılırdı olarak dış zonlarda görülmektedir. Serisitleşmenin ise, killeşmiş ve propilitikleşmiş örneklerin her iki türünde de yaygın olarak bulunduğu ortaya konmuştur.

Dünyada bilinen epitermal altın yataklarının karakteristik özellikleri bilinmektedir. Buna göre bu yataklar normal faylar, tansiyon kırık sistemleri, ve çekme tektoniğinin iyi gelişmiş olduğu alanlarda, boşluk dolgusu şeklinde, yaygın olarak damarlarda oluşmuş, altın ve gümüş'ün ekonomik değerli metal olarak işletildiği yataklar olarak belirlenmiştir. Bu yataklarda kuvars ve kalsit ana gang mineralleridir. Değerli metal mineralleri sık olarak silisleşmeyle birlikte oluşmuşlardır. Bu silisleşme illit-serisit ve

kil alterasyonlarıyla çevrelenmişler ve tüm bu bozunmalar daha geniş bir alanda, propilitik bir bozunma içerisinde yer almaktadır (Heald, R, ve diğ., 1987).

Tüm bu özellikler dikkate alındığında Küçükdere altm yatağı epitermal olarak oluşmuş olup, ekonomik altın ve gümüş içermektedir.

### KATKI BELİRTME

Yazar, çalışmalarını sırasında XRD ve ICP analizlerinin yurt dışında yapılmasına olanak sağlayan ve yardımlarını esirgemeyen TÜPRAG (Tüprag Metal Madencilik Sanayi ve Ticaret Limited Şirketi) yetkililerine ve ayrıca çalışmaların çeşitli aşamalarındaki bilimsel görüşlerinden ve eleştirilerinden dolayı Prof. Dr. Berkin SALANCI ve Yrd. Doç. Dr. Yurdal GENÇ'e teşekkür eder.

### EXTENDED SUMMARY

Küçükdere (Havran-Balıkesir) gold vein is situated in the western part of the Turkey. This mineralization shows the characteristics of the epithermal type of the deposits. Mesozoic Limestone, Tertiary Andesite, Basalt and Quaternary Alluvium form the lithologic units in the study area.

Mineralogy and petrography of the Küçükdere gold vein and its structural and textural specifications have been investigated. Gold mineralization is in a N 45° E trending vein, which is hosted by a porphyritic andesite stock. The gold vein has structurally been classified as main and flat vein in respect to the various dips. The main vein dips from vertical to 60° to the southeast, the flat vein dips horizontally 25°-30° to the northwest.

The vein has been classified as 'andesite vein breccia', 'Vein breccia', 'massive carbonate' and 'banded vein' according to the textural specifications. Banded vein is the most significant mineralized vein type. Gold and silver in the Küçükdere vein are the economic metals; however Hg, As, Sb, Cu, Pb, Zn are trace in the vein. Main gangue minerals are quartz and carbonate (calcite, ankerite). Manganese and pyrite are present in low amounts. Gold occurs as free particles at the contacts of quartz and carbonate or as inclusions, within these minerals.



Silicification, argillization, sericitization and propylitization are the significant alteration types for the vein and the wallrock. Argillic and propylitic alteration envelopes to silicified vein; whereas sericitic alteration are very common in both argillic and propylitic samples. Small open spaces, cockscomb texture, cockade texture, banded texture and breccia texture occurred in the vein as the type of open space filling texture.

Geologic, mineralogic and petrographic observations show that the gold mineralization in the study area were emplaced under low temperatures (epithermal) conditions, in a zone of structural weakness, related to the regional tectonic framework.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1978; Kırkağaç-Soma (Manisa), Savaştepe-Korucu-Ayvalık (Balıkesir), Bergama (izmir) civarının jeolojisi. M.T.A. Enst. Derleme Rap. no.6432, yayınlanmamış.

Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1973, Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri Kitabı, 70-76, ANKARA

Çolakoğlu, A.R., 1993, Küçükdere (Havran-Balıkesir) Altın Damarının Mineralojik ve Petrografik İncelenmesi. H.Ü. Jeoloji Müh. Böl. Yük. Müh. Tezi. 62s. (yayınlanmamış).

Dowling, K. ve Morrison G., 1989, Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples: Econ. Geol. Mon. 6, p. 1048.

Ercan, T., Günay, E. ve Türkecan, A., 1984, Edremit Korucu yöresinin Balıkesir Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu: T.J.K. Bült., 27, 1, 21-30.

Ercan, T, Ergül, E., Akçaören, E, Çetin, A., Granit, S. ve Asutay, J. 1990, Balıkesir- Bandırma arasındaki Jeolojisi, Tersiyer Volkanizmasının Petrolojisi ve bölgesel yayılımı: M.T.A. Derg., 110, 113-130.

Heald, P., Foley, N.K. ve Hayba, D.O., 1987, Comparative Anatomy of Volcanic-Hosted

Epithermal Deposits: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite Types. Econ. Geol. Vol.82., p.1-27.

Kutina, J. ve Sedlackova, J., 1961, The role of replacement in the origin of some cockade textures. Econ. Geol. 56: p.149-176.

Tüprag, 1991, Küçükdere altın damarı şirket içi raporu (Yayınlanmamış).

Kısaltmalar: Af: Damarın alt tarafından alınan andezit, Ah: Damarın üst tarafından alınan andezit, Avbx: Andezit parçalı breşik damar, Vnbx: Breşik damar, Sbc: Bantlı damar, C: Karbonat

o

---

Makalenin geliş tarihi: 09.05.2000

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 24.08.2000

*Received May 09, 2000*

*Accepted August 24, 2000*

# TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2000 Cilt 43 Sayı 2  
August 2000 Volume 43 Number 2

## İÇİNDEKİLER CONTENTS

- KÜPELİ, Ş., KAYABALI, İ.** Büyükbelen (Faraşa - Yahyalı - Kayseri) Demir Cevherinin Oluşumu  
*The Formation of Büyükbelen (Faraşa-Yahyalı-Kayseri) Iron Ore*..... 1
- TUNCAY, A., Çayırbağı - Meram (Konya)** Manyezitlerinin Kökeni Üzerine  
*On The Origin Of The Çayırbağı - Meram (Konya) Magnesite Deposits*..... 21
- KIRMACI, M. Z., Geç Jura Yaşlı Karbonat Platformunun Litofasiyes Özellikleri ve Evrimi, Uluçayır Yöresi (Bayburt, Doğu Pontidler)**  
*Lithofacies Features and Evolution of the Late Jurassic Carbonate Platform, Uluçayır Area (Bayburt, Eastern Pontides)*..... 33
- ALPASLA, M., Pazarcık Volkanitinin (Yıldızeli - Sivas) Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri**  
*Mineralogical - Petrographical and Geochemical Aspects of the Pazarcık Volcanics (Yıldızeli - Sivas)*..... 49
- ÖZDEN, S., TATAR, O., MESCİ, B. L., KOÇBULUT, F., TUTKUN, S.Z. DOĞAN, B., TÜVAR, O., 12 Kısım 1999 Düzce Depremi ve Bölgesel Tektonik Anlamı**  
*12 November 1999 Düzce Earthquake and the Regional Significance*..... 61
- KARAMAN, M. E., Tectono - Stratigraphic Outline of the Burdur - Isparta Area (Western Taurides, Turkey)**  
*Isparta ve Burdur Dolaylarının Tektono - Stratigrafik Özellikleri (GB Türkiye)*..... 71
- MERİÇ, E., KEREY, İ. E., TUNOĞLU, C., AVŞAR, N., ÖNAL, B. Ç., Yeşilçay (Ağva - KD İstanbul) Yöresi Geç Kuvaterner İstifi'nin Mikrofaunası ve Sedimentolojisi**  
*Microfauna and Sedimentological Features of the Late Quaternary Sequence of the Yeşilçay Area (Ağva - NE of İstanbul)*..... 83
- ÇOLAKOĞLU A. R., Küçükdere (Havran - Balıkesir) Epitermal Altın Damarının Özellikleri**  
*The Characteristics of Küçükdere Epithermal (Havran - Balıkesir) Gold Vein*..... 99

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

*Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:*

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

### Yazışma Adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

P.K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA

Tif: (0 312) 434 31 01 Fax: (0 312) 434 23 88

[www.imo.org.tr](http://www.imo.org.tr)

e-posta: [jmo.@jmo.org.tr](mailto:jmo.@jmo.org.tr)

### Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey

P.O. Box 464-Yenişehir, 06444 ANKARA

Tif: (0 312) 434 36 01 Fax: (0 312) 434 23 88

[www.jmo.org.tr](http://www.jmo.org.tr)

e-mail: [jmo@jmo.org.tr](mailto:jmo@jmo.org.tr)

teknik hazırlık - mizanpaj

etki tanıtım 424 11 05 - 06

[ereklam@bir.net.tr](mailto:ereklam@bir.net.tr) 0